UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA Y TÉRMICA DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA.

LORENA DEL PILAR RAYO ROCHA

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2012

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA Y TÉRMICA DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA

LORENA DEL PILAR RAYO ROCHA

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias-Geología

Director:

Ph.D. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2012

A mis padres, hermano y a quienes me han apoyado y motivado a seguir adelante.

Agradecimientos

En primer lugar doy un emotivo agradecimiento a mis padres y hermano a quienes debo todo lo que soy y a quienes van dirigidos todos mis esfuerzos y triunfos. También al Geólogo Albeiro López por su invaluable e incondicional apoyo, por sus sugerencias y por motivarme a seguir adelante.

Quiero agradecer especialmente al profesor Carlos Zuluaga por todo su respaldo, orientación y ayuda recibida durante mis estudios. A los profesores Juan Carlos Molano y John Jairo Sánchez por su apoyo durante la participación en el proyecto. Al Geólogo Ricardo Méndez del Servicio Geológico Colombiano por su colaboración en las labores de campo y por compartir su conocimiento sobre el Volcán Nevado del Ruiz. Al señor Kenneth Domanik de la Universidad de Arizona por su colaboración e instrucción en el manejo de la microsonda electrónica.

A mis compañeros de proyecto, los geólogos Eliana Mejía y Jhon Alvaro Forero, las químicas Angélica Sánchez y Andrea Linares, los geofísicos Anderson Martínez y Oscar Rojas, porque de todos he aprendido tanto académica como personalmente y fue un gran equipo de trabajo. A Carina Álvarez por el apoyo logístico y administrativo del proyecto.

Finalmente quiero agradecer a la Universidad Nacional de Colombia, profesores y administrativos.

Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de Colombia, Colciencias, ISAGEN S.A. E.S.P., INGEOMINAS, a través del proyecto 762 de 2009: “Programa Estratégico para la investigación y modelamiento del sistema hidrotermal-magmático en áreas con potencial geotérmico localizadas en el flanco noroccidental del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia”.

Resumen

El Volcán Nevado del Ruiz (VNR), de gran interés por su reciente actividad volcánica y por su potencial geotérmico, es un estratovolcán activo localizado en la parte septentrional de la Cordillera Central Colombiana, muestra una afinidad calcoalcalina de medio a alto potasio, típica de vulcanismo de arco asociado a una zona de subducción activa. Su comportamiento durante el Pleistoceno estuvo dominado por un período eruptivo de tipo efusivo con productos volcánicos de composición monótona, principalmente andesíticos a dacíticos. Estos productos contienen entre 54,5 y 66,6 % en peso de SiO_2 y entre 4 y 7,2 % en peso de álcalis (Na_2O+K_2O), además presentan un contenido de MgO máximo de 5.5 % (a 59,5 % en peso de SiO_2), el Mg# para las Lavas del VNR oscila entre 0,32 y 0,48 con excepción de algunas Lavas del Ruiz Ancestral que se encuentran entre 0,16 y 0,27.

En este trabajo se buscó construir un modelo de la evolución geoquímica y térmica del volcán con el fin de aportar al conocimiento del gradiente geotérmico de esta zona de la Cordillera Central e identificar procesos magmáticos ocurridos a lo largo de su historia volcánica. Para ello se usaron análisis petrográficos cuantitativos y cualitativos, análisis microestructurales como distribución de tamaño de cristales (CSD) y microscopía de contraste diferencial de intereferencia (DIC), análisis químicos en minerales (EPMA) y geoquímica de roca total.

Los datos analizados evidencian que el VNR presentó cambios abruptos en la composición del fundido durante el proceso de cristalización, probablemente relacionados con procesos de mezcla de magmas en un escenario con múltiples cámaras magmáticas. El Paramillo de Santa Rosa muestra un comportamiento geoquímico diferente, que sugiere una evolución química separada del sistema volcánico del Ruiz. Empleando el geotermómetro de dos piroxenos, se calculó una temperatura para las Lavas del Ruiz Ancestral de ca. 973 °C, para el Ruiz Reciente de ca. 974 °C y para las Lavas del Cisne de ca. 981 °C. Un modelo simple de conductividad de las cámaras magmáticas fue integrado con los datos petrológicos y se obtuvo un gradiente geotérmico de 138 a 145°C para el área proximal al Volcán Nevado del Ruiz.

Palabras clave: CSD, Cordillera Central de Colombia, DIC, EPMA, Geoquímica, Petrología Ígnea, Volcán Nevado del Ruiz**.**

Abstract

The Nevado del Ruiz Volcano (VNR), of great interest for its recent volcanic activity and geothermal potential, is an active stratovolcano located in the northern part of the Central Cordillera of Colombia, displays a calc-alkaline affinity with medium to high potassium, typical of a volcanic arc associated with an active subduction zone. Its behavior during the Pleistocene period was dominated by effusive activity and the eruptive volcanic products have a monotonous composition, mainly andesitic to dacitic. These products contain 54.5-66.6 wt% SiO_2, 4-7,2% wt% of alkalis (Na_2O + K_2O), and show a maximum MgO content of 5,5 at 59,5 wt% SiO_2, Mg# for the Lavas of VNR range between 0,32 and 0,48 with the exception of some Ancestral Ruiz Lavas that show a range between 0,16 and 0,27.

The aim of this study was to build a model for the geochemical and thermal evolution of the volcano in order to contribute to the knowledge of the geothermal gradient of this area to the Central Cordillera and identify magmatic processes that occurred along its volcanic history. The techniques used to reach this goal included qualitative and quantitative petrographic analysis, microstructural analysis like crystal size distribution (CSD) and microscopy differential interference contrast (DIC), mineral-chemical analysis (EPMA) and whole rock geochemistry.

This study shows evidences for abrupt changes in the composition of the VNR melts during crystallization, probably related to magma mixing processes in multi-stage magma chambers. The Paramillo Santa Rosa Volcano shows a different geochemical behavior, suggesting a separate chemical evolution from the VNR volcanic systems. Temperatures calculated using a two-pyroxene geothermometer are of ca. 973 °C for Ancestral Ruiz Lavas, ca. 974°C for Recent – Ruiz Lavas and ca. 981 °C for Lavas del Cisne. A simple conductive model for the evolution of magma chambers allow to infer a geothermal gradient of 138 to 145 ° C/km for the area proximal to the Nevado del Ruiz volcano.

Key words: CSD, Colombian Central Cordillera, DIC, EPMA, Geochemistry, Igneous Petrology, Nevado del Ruiz Volcano.

Contenido

Pág.

Resumen ..... **VIII**

Lista de figuras ..... **XIII**

Lista de tablas ..... **XX**

Introducción **21**

1. Generalidades **25**
1.1 Localización 25
1.2 Marco Geológico 25
1.3 Antecedentes 29

2. Metodología **35**
2.1 Recopilación Bibliográfica 35
2.2 Cartografía Geovulcanológica 35
2.3 Trabajo de Campo y Muestreo 37
2.4 Métodos analíticos y Procedimientos Empleados 38
2.5 Integración de la Información y Análisis de Resultados 43

3. Estratigrafía y Petrografía del Volcán Nevado del Ruiz **45**
3.1 Estratigrafía del Volcán Nevado del Ruiz 45
3.2 Petrografía de los Productos Flujos de Lava del Volcán Nevado del Ruiz 50

4. Geoquímica de los Productos Efusivos del Volcán Nevado del Ruiz **57**
4.1 Clasificación Geoquímica 57
4.2 Variación de los Elementos Mayores 58
4.3 Variación de los Elementos Menores y Tierras Raras 62
4.4 Implicaciones Genéticas 65

5. Análisis Mineralógicos **71**
5.1 Análisis Cuantitativo de Distribución de Tamaño de Cristales (CSD) 71
5.2 Microscopía de Contraste de Fase Diferencial (DIC) 78
5.3 Análisis Mineralógicos con Microsonda Electrónica (EPMA) 81
5.3.1 Piroxenos 83
5.3.2 Anfíboles 93
5.3.3 Plagioclasas 95
5.3.4 Cuarzo 99
5.3.5 Ilmenita, Magnetita y Sulfuros. 101
5.3.6 Otros minerales accesorios 102

5.4 Cálculo de Geotermómetros 103

6. Modelo Termofísico 112

7. Discusión 119

8. Conclusiones 125

Bibliografía 129

A. Anexo: Mapa de localización de estaciones de campo 133

B. Anexo: Mapa geológico de la zona de estudio. 135

C. Anexo: Tabla de resultados geoquímicos de roca total para muestras de lava del VNR y alrededores. 137

Lista de figuras

Pág.

Figura 1-1: Localización del área de estudio. La línea café continua representa la vía de acceso principal (DEM tomado de NASA, 2005). 25

Figura 1-2: Mapa de localización de la zona de estudio, con el esquema tectónico regional. El rectángulo rojo señala la zona de estudio. Imagen modificada de http://jules.unavco.org/Voyager/Earth, vectores de movimiento según Trenkamp *et al.* 2002. ZFP- Zona de Falla de Panamá..... 27

Figura 1-3: A la izquierda definición de los tres segmentos propuestos para zona de subducción del pacífico Colombiano. A la derecha perfil del a zona central de la zona de subducción colombiana, y la distribución de los sismos en profundidad, en la parte superior perfil topográfico. Tomado del estudio de DAGMA (2004). Note en la sección el ángulo de inclinación de la zona central y la localización típica del arco volcánico en la Cordillera Central (triángulo verde)..... 28

Figura 1-4: Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de las planchas 206 – 225 (Mosquera *et al.*, 1998) con el DEM de NASA (2005). Convenciones: Qar: Aluviones recientes, Qg: Depósitos glaciares, Qro: Rocas piroclásticas, Qpil-Qav-Qfl: Flujos piroclásticos, Qa: Flujos andesíticos recientes, Tgdb: Batolito del Bosque, Ktcdm: Stock de Manizales, Ksc- Kvc: Complejo Quebradagrande, Pev-Pq-Pes: Complejo Cajamarca. 29

Figura 2-1: Imagen satelital GLR1990, combinación de las bandas 3,2,1, color verdadero. En tonos amarillos a naranjas en los valles de los ríos se observan los depósitos dejados por la erupción de Noviembre de 1985. 36

Figura 2-2: Esquema del sistema óptico del microscopio diferencial de contraste de interferencia - DIC. (Modificado de http://www.jic.ac.uk/microscopy/more/t5_5.htm)(Centre, 2011). 41

Figura 2-3: Esquema de la microsonda EPMA. En color verde claro se muestra la torre que está compuesta por la fuente en la parte superior y el conjunto de lentes condensadores. En la parte azul del esquema se encuentran algunos de los detectores de rayos X y de electrones retrodispersados. En la parte derecha del gráfico se observan los instrumentos ópticos de la microsonda como la cámara el iluminador y los obturadores. En rojo el rayo de electrones. En naranja trayectoria de rayos X detectados. (Modificado de http://pirlwww.lpl.arizona.edu/~domanik/UA_Microprobe/Intro.html)(Microprobe, 2011) . 42

Figura 3-1: Panorámica VNR. El domo Gualí hace parte de la estructura del Ruiz Ancestral, en el valle del Río Gualí flujos de lava emplazados durante el Ruiz Antiguo. El cono actual y el Volcán la Olleta fueron formados durante el Ruiz Reciente. 47

Figura 3-2: Tipos de domos reconocidos (Francis and Oppenheimer, 2004). 48
Figura 3-3: Domos colada en el sector norte del VNR, fotografía aérea proyecto geotermia (UNAL *et al.*, 2011).....49
Figura 3-4: Microfotografías de la microestructuras de las plagioclasas. En todas las fotografías se evidencia la existencia de por lo menos dos poblaciones de cristales, con texturas celulares finas y gruesas en bordes y núcleo. La línea roja mide 1mm.....54
Figura 3-5: Microfotografías en luz polarizada plana de lavas del VNR. a) Lavas de Domo. Nótese la textura microporfirítica, con microfenocristales de anfíboles con bordes opacitizados. b) Cristal de clinopiroxeno con zonación concéntrica y abundantes inclusiones de ilmenita. . La línea roja mide 1mm. 55
Figura 4-1: Diagrama álcalis (Na_2O+K_2O) versus sílice para las rocas volcánicas del Nevado del Ruiz y sus alrededores.....57
Figura 4-2: Diagrama de SiO_2 versus K_2O para las rocas volcánicas del Nevado del Ruiz y sus alrededores. (Diagrama según Peccerillo y Taylor, 1976).....58
Figura 4-3: Diagrama de Variación para Al_2O_3, CaO, MgO y Fe_2O_3 versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. 59
Figura 4-4: Diagrama de Variación para Na_2O y K_2O versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. 60
Figura 4-5: Diagrama de Variación para Zr versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese las dos tendencias marcadas. La elipse azul señala la tendencia seguida por las lavas del Paramillo de Santa Ros, mientras la elipse roja indica la del VNR y alrededores. 60
Figura 4-6: Diagrama de Variación del Ba versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese las dos tendencias marcadas. El círculo azul señala la tendencia seguida por las lavas del Paramillo de Santa Rosa, el círculo rojo indica la del VNR y alrededores.....61
Figura 4-7: Diagrama de Variación para Rb versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia. 61
Figura 4-8: Diagrama multielemental normalizado con respecto a los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para rocas del VNR.....63
Figura 4-9: Diagrama multielemental normalizado con respecto a los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para rocas del Paramillo de Santa Rosa y Volcán Nevado de Santa Isabel. 63
Figura 4-10: Diagrama de REE normalizado con respecto a la composición de la condrita según Boynton (1984), para las lavas del VNR.....64
Figura 4-11: Diagrama de REE normalizado con respecto a la composición de la condrita según Boynton (1984), para las lavas del Paramillo de Santa Rosa y el Volcán Nevado de Santa Isabel.....64
Figura 4-12: Diagramas de discriminación geotectónica de acuerdo a Pearce and Cann (1973). MORB- Mid Ocean Ridge Basalts, IAT- Island Arc tholeitic, CAB- Calco Alcaline Basalts.....65

Figura 4-13: Diagrama de Variación para la relación La/Sm versus SiO2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia positiva. 66
Figura 4-14: Diagrama de Variación para la relación Sm/Yb versus SiO2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia positiva. 66
Figura 4-15. Diagrama (La/Yb)N vs. YbN para discriminar entre una composición adaquítica (campo gris) y una composición calcoalcalina normal. Las rocas del VNR y alrededores (círculos azules) caen en el campo composicional de la adaquitas (Martin, 1999). 68
Figura 4-16: Diagrama Sr/Y vs. Y, el campo gris señala la composición de rocas adaquíticas, el campo blanco la composición típica de arco de islas. Las rocas del VNR y alrededores (círculos azules) caen en el campo composicional de la adaquitas (Drummond and Defant 1990). La línea roja señala los límites para los mismos campos propuestos por Shimoda (2009), (Modificado de Martín, 1999). 68
Figura 4-17: Diagrama Sr/Y versus Y, para discriminar entre adaquitas y rocas calcoalcalinas normales (campos tomados de Drummond and Defant, 1990), para las muestras del VNR y alrededores. Se observa que casi todas las muestras caen en el rango de adaquitas, señalando una alta relación Sr/Y. 69
Figura 5-1: A la izquierda curvas típicas de las tazas de nucleación (N) y crecimiento (G) en relación con el incremento del enfriamiento (ΔT), mostrando el tamaño de los granos y sus formas generados en cada estado. A la derecha diagrama de distribución de tamaño de cristales (CSD) típico para una roca volcánica. Allí se grafica la densidad de población ln(n), donde n es el numero de cristales de tamaño L por volumen, en contra de L. Tomado de Vernon (2004). 71
Figura 5-2: Mapa geológico regional con la ubicación de las muestras utilizadas en el análisis de CSD (triángulos rojos), Volcán Nevado del Ruiz, Cordillera Central Colombiana. (Modificado de Ingeominas, 1998; Schaefer, 2005; Thouret *et al.*, 1990).* Edades K-Ar reportadas por Thouret *et al.* (1990). 72
Figura 5-3: Imágenes binarias de muestras de andesitas porfiríticas del Volcán Nevado del Ruiz. a) GNR-LR-162, b) GNR-LR-034, c) GNR-LR-70 d) GNR-LR- 43..... 74
Figura 5-4: Diagramas CSD para plagioclasas de muestras de lavas de los diferentes estados del VNR. R2 varía entre 0.86 y 0.99. Las barras verticales simbolizan los errores asociados a la distribución del tamaño de los cristales. 74
Figura 5-5: Diagrama de CSD para plagioclasas en flujos de lavas del Volcán Nevado del Ruiz. Las muestras exhiben una tendencia similar con excepción de la muestra de Lavas de Domo que muestra un patrón lineal. La tendencia A muestra indica el periodo de estabilidad de la cámara magmática, las tendencias B y C un periodo de enfriamiento rápido a diferentes tasas en el momento de la erupción. 76
Figura 5-6: Relieve de un cristal de plagioclasa con zonación oscilatoria. En el eje Y se observa el contenido de anortita y en el eje X la distancia (Anderson, 1983). 78
Figura 5-7: Microfotografía cristal de plagioclasa con borde zonado. Nótese en la imagen DIC por lo menos dos zonas de disolución o reabsorción (indicadas por las flechas rojas), y el núcleo limpio. IF- Inclusiones fundidas..... 79

Figura 5-8: Microfotografía cristal de plagioclasa con borde zonado. Nótese en la imagen DIC por lo menos tres zonas de disolución o reabsorción (indicadas por las flechas rojas). 79
Figura 5-9: Microfotografía de cristales de plagioclasa con textura celular gruesa en su interior, seguido de un borde disolución (línea roja) y hacia el borde un patrón de zonación oscilatoria con por lo menos dos superficies de disolución (indicadas por las flechas rojas). Imagen DIC. 80
Figura 5-10: Microfotografías de cristales con texturas de reabsorción intensa tipo celular en esponja gruesa (a la izquierda) o en los bordes (a la derecha). En la parte superior cristal con banda concéntrica con textura de celular fina, imágenes DIC. 80
Figura 5-11. Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) de la muestra GNR-LR-193, n=17. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) corresponde a augita, al igual que los minerales de alteración. 84
Figura 5-12: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989), para la muestra GNR-LR-198, n=29. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de las augitas, al igual que los minerales de alteración (circulo naranja). En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero. 85
Figura 5-13: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) para la muestra GNR-LR-203, n=26. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas principalmente y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo del diópsido, y los minerales de alteración (circulo naranja) corresponden a augitas y enstatitas. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero. 86
Figura 5-14: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) de la muestra GNR-LR-205, n=31. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de la augita. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero. 87
Figura 5-15: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) para la muestra GNR-LR-209, n=21. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero. 88
Figura 5-16: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989). Muestra GNR-LR-212, n=59. Nótese que los clinopiroxenos corresponden principalmente a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de las augitas.

En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero. 89
Figura 5-17: Cristal de clinopiroxeno zonado de la muestra GNR-LR-198. A la izquierda imagen BSE, a la derecha perfiles composicionales. El cristal muestra un núcleo limpio con abundantes inclusiones de óxidos de Fe-Ti (color gris claro) y apatitos (color gris medio) una composición enriquecida en FeOt (~9 wt%), CaO (~21,2 wt%) y baja en MgO (~14,5 wt%), TiO_2 (~0.25 wt%) y Al_2O_3 (~1.2 wt%), el Mg# es ~0.74, rodeado de dos bandas concéntricas, la primera con borde discontinuo más oscura rica en MgO (~16 wt%) y Mg# 0.82, que se pasa gradualmente a una más clara rica en Fe con una composición similar a la del núcleo. 90
Figura 5-18: Cristal de clinopiroxeno con zonación oscilatoria de la muestra GNR-LR-212. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales. El cristal muestra zonación oscilatoria en 4 bandas concéntricas discontinuas, el núcleo tiene una composición enriquecida en FeOt (~9 wt%), CaO (~21 wt%) y baja en MgO (~14 wt%), TiO_2 (~0.35 wt%) y Al_2O_3 (~1.5 wt%), el Mg# es ~0.73. Las bandas más oscuras tienen mayor contenido de MgO (~16 wt%) y un Mg# 0.81, las bandas más claras tienen una composición similar a la del núcleo más altas en FeO_t y CaO, los bordes externos de cada banda se disipan progresivamente. El cristal contiene inclusiones de óxidos de óxidos de Fe-Ti (tonos más claros). 90
Figura 5-19: Aglomerado de cristales de clinopiroxeno en la muestra GNR-LR-212. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales. Nótese que el núcleo de los cristales presenta textura de zonación en parches, los bordes tienen zonación oscilatoria concéntrica. El núcleo tiene una composición enriquecida en FeO_t (~10 wt%), CaO (~20 wt%) y baja en MgO (~14 wt%), TiO_2 (~0.55 wt%) y Al_2O_3 (~3.2 wt%), el Mg# es ~0.70. Las bandas más oscuras tienen mayor contenido de MgO (~15.5 wt%) y un Mg# 0.80, las bandas más claras tienen una composición similar a la del núcleo más altas en FeO_t (~8 wt%), CaO (~20,5 wt%) y Mg# 0.76..... 92
Figura 5-20: Perfil composicional microlito de ortopiroxeno con zonación normal de la muestra GNR-LR-209. En esta muestra se observa que una zonación progresiva del mineral, donde el núcleo presenta mayor contenido de MgO (~28 wt%) y menor de FeO (~14,5 wt%) y un Mg# 0.75, y a los bordes una relación inversa donde el FeO_t (~17 wt%) aumento y el contenido de MgO (~26 wt%) disminuye al igual que el Mg# 0.73, mostrando un comportamiento típico de zonación normal. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales. 92
Figura 5-21: Cristal de anfibol zonado, núcleo enriquecido en Fe. Borde de reacción del cristal compuesto por un agregado finogranular de óxidos de Fe-Ti, anfíbol empobrecido en K y Ca y plagioclasa. 94
Figura 5-22: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos de las muestras analizadas con EPMA de lavas del VNR. Parámetros de diagrama: CaB ≥ 1.50; (Na+K)A ≥ 0,50, Ti < 0.50, según Lake *et al.* (1997). Dado que la relaciónVI Al < Fe3+ siempre se cumple se clasifican como magnesiohastingsitas. 94
Figura 5-23: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos para las muestras analizadas con EPMA de lavas del VNR. Parámetros de diagrama: CaB ≥ 1.50; (Na+K)A

< 0,50, CaA < 0.50, según Lake *et al.* (1997). Como se observa en el gráfico todas los anfíboles analizados corresponden a tschermakitas. 95
Figura 5-24: Perfil composicional A-B de un fenocristal de plagioclasa con zonación oscilatoria de la muestra GNR-LR-209. A la izquierda mapa composicional del elemento Ca, donde se evidencia que el núcleo de la plagioclasa presenta zonación en parches, hacia el borde del cristal se evidencia zonación oscilatoria con franjas concéntricas discontinuas, con alternancia de zonas enriquecidas en anortita (las más brillantes) y otras empobrecidas (zonas oscuras). Imagen BSE en falso color. 97
Figura 5-25: Perfil composicional A-B realizado a un cristal de plagioclasa de la muestra GNR-LR-212. Se observa un núcleo rico en Ca, An_{59} con zonación normal progresiva hacia los bordes y disminución del contenido de anortita (An_{35}), en el borde del cristal una banda simple concéntrica discontinua rica en calcio (An_{62}). A la izquierda imagen BSE. 98
Figura 5-26: Mapas composicionales de la sección GNR-LR-198. Figura a) muestra el mapa composicional de Ca, se observa claramente la zonación oscilatoria de las plagioclasas en tonos azules medios y tonos verdes para los piroxenos La figura b) corresponde al mapa de Al, se evidencia la zonación oscilatoria de los piroxenos en color azul oscuro. 99
Figura 5-27: Microfotografía de xenocristal de cuarzo en las Lavas de Domo (GNR-LR-203), se observa el cristal rodeado de una corona de reacción finogranular con cristales orientados perpendicularmente a los bordes del cristal, textura “mantled quartz xenocryst”, cistal con disolución periférica. A la izquierda luz polarizada plana, a la derecha luz doblemente polarizada. La línea azul mide 500 µm. 100
Figura 5-28: Imagen con electrones retrodispersados (BSE), de la corona de reacción de xenocristal de cuarzo. Compuesta por un agregado finogranular de cristales elongados de ortopiroxeno (mineral claro) y plagioclasa (mineral oscuro). 100
Figura 5-29: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de un cristal de titanomagnetita con lamelas de exsolución a titanohematia paralelas a (111) y de espinela en la dirección (100). Muestra GNR-LR-193. 101
Figura 5-30: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de una andesita porfirítica con dos piroxenos y hornblenda del Volcán del Cisne (GNR-LR-212). A la derecha detalle de la matriz, donde se puede observar un agregado de cristobalita (Crs), con fracturas de contracción. En la imagen general de la izquierda se aprecia su distribución en la matriz de la roca, especialmente rellenado vesículas. Px- piroxenos, Pl- plagioclasa, Mx- matriz. 102
Figura 5-31: Geotermómetro gráfico de dos piroxenos de acuerdo a Lindsley (1983), relaciones politérmicas entre ortopiroxeno + augita, ortopiroxeno+ augita + pigeonita y pigeonita+augita, intervalo de contornos 100 °C. El diagrama superior muestra las relaciones a baja presión (<2kbar), el inferior a 5 kbar. 105
Figura 5-32: (a) geotermómetro de Brey and Köhler (1990), (b) regresión lineal global propuesta por Putirka (2008), aplicando la ecuación 6. 106
Figura 5-33: Resultado de los cálculos de temperatura usando el termómetro de dos piroxenos según Putirka (2008) versus el contenido de SiO_2 (Wt%). 108
Figura 6-1: Modelo esquemático de la estructura del VNR de acuerdo al modelo de Londoño y Sudo (2002). 114

Figura 6-2: Grilla diseñada para el modelo de las cámaras magmáticas del VNR usando el programa HEAT3D. El color verde oscuro representa las andesitas de la secuencia volcánica, el color verde oliva corresponde a los esquistos del Complejo Cajamarca, dentro de los cuales se emplazan dos cámaras magmáticas (color rojo). 116
Figura 6-3: Simulación térmica usando el programa HEAT3D. A la derecha, condiciones iniciales del sistema, modelo a 100.000 años de enfriamiento del cuerpo magmático, asumiendo que no hay reinyección de magma y transporte de calor únicamente por conductividad térmica.....116
Figura 6-4. Perfil térmico a 6 km de distancia desde el cráter del volcán hacia el N, dentro del área de estudio. En el eje X se representa la temperatura en °C, y el eje Y representa la profundidad, el valor “0” representa la cota de referencia empleada para correr la simulación. 117

Lista de tablas

Pág.

Tabla 2-1: Características de las imágenes satelitales empleadas para la cartografía geológica. El Path/Row es 009/057. Fuente imagen 1 USGS Global Visualization Viewer-Glovis (http://glovis.usgs.gov/) e imagen 2 Global Cover Land Facility de la Universidad de Maryland (ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/)..... 35

Tabla 2-2: Listado de las fotografías aéreas empleadas en este estudio..... 36

Tabla 3-1: Comparación entre columnas estratigráficas generalizada para el VNR, propuestas por Thouret *et al.*, (1990) y Schaefer (1995). 46

Tabla 3-2: Resumen de la mineralogía y clasificación de acuerdo al conteo modal de las lavas del Volcán Nevado del Ruiz. Pl- plagiocalsa, Opx- ortopiroxenos, Cpx-clinopiroxeno, Ox-hbl- oxi hornblenda, Bt- biotita, Ol- olivino, Op- opacos – ilmenita en menor proporción magnetita, Otros- óxidos de Fe- hematita, apatitos, circones. 51

Tabla 3-3: Microestructuras de las rocas volcánicas del VNR y alrededores. N- Núcleo y B- Borde, pl- plagioclasa, qtz- cuarzo, opx- ortopiroxeno, amp- anfíbol..... 53

Tabla 5-1: Pendientes (m=-1/Gт) y los interceptos de los CSDs de plagioclasa. 1 y 2 indican las pendientes de mayor y menor inclinación respectivamente..... 74

Tabla 5-2: Resumen de la composición de las plagioclasas en las muestras del VNR. La composición varía en el rango de andesina a labradorita..... 97

Tabla 5-3: Resultados del modelado de los pares minerales de ortopiroxeno-clinopiroxeno y magnetita-ilmenita para lavas del VNR.* Contenido de SiO_2 de la roca hospedante. 1 Cálculos realizados con el programa QUILF95 (Andersen *et al.*, 1993), 2 Cálculos basado en la hoja de cálculo de Putirka (2008). 107

Tabla 5-4: Análisis de microsonda electrónica representativos de clinopiroxenos (CPX) y ortopiroxenos (OPX) para rocas de VNR. n* Número de muestras. REP. Dato representativo. PROM. Dato promedio. S.D. Desviación estándar 1σ..... 109

Introducción

Desde la década de los 60 el Volcán Nevado del Ruiz ha sido objeto de múltiples estudios, además su potencial geotérmico se ha reconocido en los últimos años. El objetivo de estos estudios ha sido identificar las características más relevantes del sistema volcánico con el fin elaborar un modelo conceptual del sistema hidrotermal magmático del volcán y así definir las zonas con mayor temperatura en profundidad.

En las etapas de exploración geotérmica se realizan estudios geovulcanológicos, geoquímicos, hidrogeológicos y geofísicos con el objetivo de plantear un modelo conceptual del sistema geotérmico, que permita definir los trayectos de circulación de los fluidos hidrotermales, la localización de la fuente de calor e inferir condiciones de temperatura en profundidad.

Las condiciones térmicas del aparato volcánico se conocen empleando métodos directos e indirectos de medición. Los métodos directos hacen referencia a mediciones de temperatura en pozos que van desde 200 m de profundidad (pozos de gradiente geotérmico) hasta 2.5 km (pozos profundos), la infraestructura de estos pozos es similar a los utilizados en la industria del petróleo.

Por otra parte, los métodos indirectos consisten en estudios de los fluidos hidrotermales que se manifiestan en superficie, cuya composición química refleja las reacciones de la interacción fluido-roca en condiciones de presión y temperatura dadas, estos son conocidos como geotermómetros (convencionales y no convencionales). Adicionalmente se emplean métodos numéricos desarrollados para simular el transporte de calor conductivo y convectivo alrededor de los cuerpos magmáticos, para esto se reúne información geológica sobre la historia magmática de los cuerpos volcánicos, la configuración estructural del subsuelo, el tipo de material infrayacente, propiedades físicas del sistema, entre otros. También existen métodos geofísicos basados en la atenuación de las ondas sísmicas (tomografía sísmica por atenuación), donde la

presencia de anomalías permite hacer inferencias acerca de la presencia de estructuras magmáticas y a su vez, hacer aproximaciones de la distribución de temperatura en profundidad.

Los modelos térmicos a grandes rasgos consideran la evaluación de tres variables principales: 1) características del subsuelo y de la distribución y forma del cuerpo magmático, 2) la naturaleza y composición de los cuerpos intrusivos y 3) las propiedades termofísicas de las rocas como capacidad calorífica, conductividad térmica, difusividad térmica y densidad de las rocas, tanto del intrusivo como de la roca caja.

Para predecir las condiciones térmicas actuales es necesario analizar la evolución térmica de la cámara magmática principal. La evolución térmica de una cámara magmática en un cuerpo volcánico está dada por los procesos de transporte, emplazamiento y enfriamiento del magma, e involucra el estudio de las lavas y productos piroclásticos depositados a lo largo de la historia eruptiva del volcán. El principal objetivo de este trabajo de investigación es determinar las características del sistema que se puedan inferir a partir de los productos efusivos (lavas). Este estudio incluyó la aplicación de numerosas herramientas aplicadas al estudio de los productos volcánicos, entre ellas, la petrografía (cualitativa y cuantitativa) y la geoquímica.

La información relacionada con la estructura del subsuelo se obtuvo de modelos ya propuestos con base en análisis sismológicos (Londoño and Sudo, 2002), gravimétricos y magnetométricos (CHEC *et al.*, 1983). En este aspecto la información secundaria fue fundamental para el planteamiento del modelo del subsuelo.

La naturaleza del reservorio magmático fue inferida a partir del análisis petrográficos y petrológicos de las secuencias lávicas del volcán. Además del análisis petrográfico convencional se empleó la metodología del análisis de distribución de tamaños de cristales (CSD) para plagioclasas y piroxenos, y se emplearon técnicas para el análisis textural de minerales como la microscopía de interferencia de contraste diferencial y análisis de microsonda electrónica. Estos análisis fueron complementados con análisis geoquímicos de roca total en las muestras de lavas del VNR.

JUSTIFICACION

Este estudio se realiza en el marco del proyecto “Programa Estratégico para la Investigación y Modelamiento del Sistema Hidrotermal- Magmático en áreas con potencial geotérmico del flanco noroccidental del Volcán Nevado del Ruiz”, suscrito mediante Contrato 762 de 2009 entre el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Investigación- COLCIENCIAS, La Universidad Nacional de Colombia, ISAGEN S.A. E.S.P y el Instituto Colombiano de Geología y Minería- INGEOMINAS.

Dado que el principal objetivo en la exploración geotérmica es reconocer áreas con anomalías térmicas se propone realizar mediante este trabajo un modelo de la evolución térmica del Nevado del Ruiz que aporte al entendimiento del gradiente geotérmico en este sector de la Cordillera Central. Este estudio permitirá realizar una aproximación acerca de la evolución térmica del volcán Nevado del Ruiz y del régimen térmico actual con base en análisis petrológicos integrados en un modelo numérico. Los resultados serán usados como una herramienta para hacer predicciones acerca del potencial térmico del volcán.

OBJETIVOS

GENERAL

Proponer un modelo para la evolución magmática y térmica del Volcán Nevado del Ruiz, mediante análisis petrográficos cuantitativos y cualitativos y petrológicos.

ESPECÍFICOS

Identificar los diferentes procesos magmáticos ocurridos a lo largo de la historia eruptiva del Volcán Nevado del Ruiz mediante análisis geoquímicos de elementos mayores y traza, análisis petrográficos, análisis texturales cuantitativos y análisis mineralógicos, en lavas producto de la actividad volcánica del Nevado del Ruiz.

Cuantificar el flujo de calor alrededor de cuerpos magmáticos con el fin de entender el gradiente geotérmico del Volcán Nevado del Ruiz, integrando la información obtenida y recopilada en un modelo numérico.

Utilizar los parámetros físico-químicos de las unidades rocosas aflorantes en el Volcán Nevado del Ruiz tales como conductividad térmica, difusividad, capacidad calorífica, de las unidades rocosas dentro del sistema geotérmico con el fin de aportar información para el entendimiento de los procesos de transferencia de calor en el sistema.

1. Generalidades

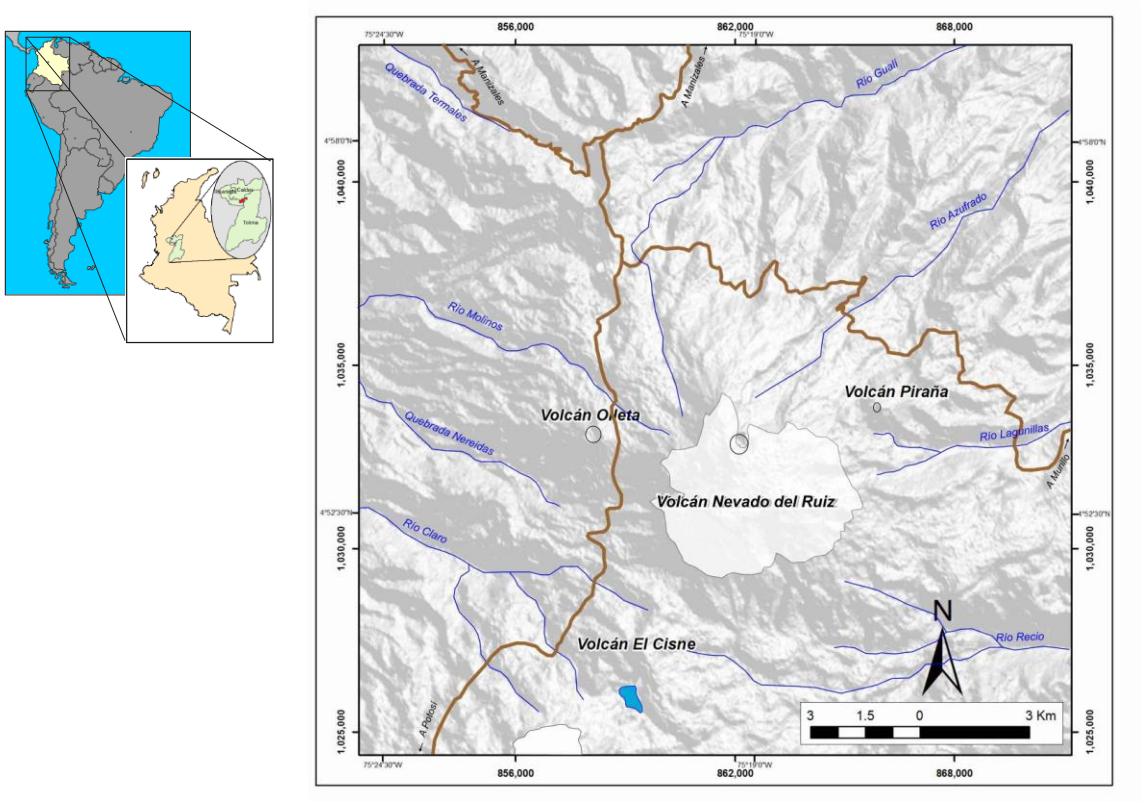
1.1 Localización

El área de estudio se localiza en el eje central de la Cordillera Central alrededor del aparato volcánico del Nevado del Ruiz, con un área de 350 Km^2 comprendida en los Departamentos de Tolima, Caldas y Risaralda (**Figura 1-1**). Las coordenadas planas tipo gauss, con origen Bogotá que delimitan el área de interés son:

X: 850.470 mE y 873.300 mE

Y: 1.026.600 mN y 1.041.800 mN

Figura 1-1: Localización del área de estudio. La línea café continua representa la vía de acceso principal (DEM tomado de NASA, 2005).



1.2 Marco Geológico

El Volcán Nevado del Ruiz (VNR) es uno de los estratovolcanes activos más septentrionales de la Cordillera Central Colombiana (4 ° 53'43 "N, 75 ° 19'21" W), este volcán tiene una elevación de 5321 m.s.n.m. con su cima cubierta por un glacial (Numero

1501-02 Catálogo GVP-IAVCEI). Su geometría es cónica aplanada en la parte superior, con diámetro mayor en su base de 15 km de longitud, posee tres volcanes adventicios Olleta y Nereidas (Duque, 2008) al oeste y Piraña al Este y un cráter activo conocido como Arenas. Su historia eruptiva inicia a aproximadamente 1.8 Ma y es dividida en tres estados: Ruiz Ancestral, Ruiz antiguo y Ruiz Presente (Thouret *et al.*, 1990). Estos estados consisten en la sucesiva construcción y destrucción del edificio volcánico, con el correspondiente emplazamiento de flujos de lava y domos andesíticos y dacíticos y la depositación de secuencias volcanosedimetarias y volcanoclásticas.

EL VNR se localiza dentro del Complejo Volcánico Cerro Bravo - Cerro Machín. Este es el complejo volcánico más septentrional con vulcanismo activo en el territorio colombiano, e incluye, de Norte a Sur, los volcanes: Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, Nevado del Cisne, Nevado de Santa Isabel, Paramillo de Santa Rosa, Volcán del Quindío, Nevado del Tolima y Cerro Machín. Los volcanes Nevado del Ruiz, Nevado del Cisne y Nevado de Santa Isabel se encuentran alineados, formando un eje en dirección NNE-SSW siguiendo el trazo de la Falla de Palestina, los volcanes Cerro Bravo y Paramillo de Santa Rosa, se desplazan 8 km al occidente de este eje, de igual forma el Nevado del Tolima y Cerro Machín, que se desplazan 10 km al oriente. Tanto la segmentación del eje volcánico como la aparición de los focos volcánicos son atribuidas al efecto de fallas transversales en dirección (NW-SE) que se cruzan con fallas en dirección norte-sur (CHEC *et al.*, 1983) (Figura 1-2).

El vulcanismo de la Cordillera Central Colombiana se enmarca en un esquema tectónico complejo, generado por la interacción de las placas de Suramericana, Nazca y Caribe. El proceso que tiene mayor incidencia en la zona de estudio es la convergencia de la Placa Oceánica de Nazca bajo la Suramericana, que chocan de manera oblicua en este segmento de los Andes a velocidades de aproximadamente 54 mm por año de acuerdo a mediciones de GPS (Trenkamp *et al.*, 2002), formando una trinchera sísmicamente activa y una zona con vulcanismo a lo largo del eje de la Cordillera Central. Los estudios sismológicos han coincidido en proponer un carácter discontinuo en la zona de subducción Colombo- Ecuatoriana. Para el segmento central, donde se encuentra el complejo Cerro Bravo- Cerro Machín, se propone una profundidad de la Placa de Nazca bajo la Cordillera Central de 150 km (Monsalve and Mora, 2005);(DAGMA, 2004) (Figura 1-3).

La principal característica tectónica de la zona de estudio es la presencia de dos sistemas de fallas principales, el primer sistema de sentido N-S a NE-SW asociado a los sistemas de fallas de Romeral y Palestina, las cuales coinciden con las direcciones generales de los sistemas tectónicos de la cadena andina (Page, 1986), el segundo sistema corresponde a aquellos de dirección NW-SE a E-W, constituido por la Falla Salento y algunos lineamientos en la zona volcánica Ruiz-Tolima (González, 2001)

El basamento del VNR consiste de rocas metamórficas de edad Paleozoica (Complejo Cajamarca) compuestas por cuarcitas, esquistos cuarzo grafitosos y esquistos verdes, y por rocas plutónicas de edad Paleocena (Stock de Manizales) de composición tonalítica a granodiorítica (Jaramillo, 1980) (Figura 1-4).

Figura 1-2: Mapa de localización de la zona de estudio, con el esquema tectónico regional. El rectángulo rojo señala la zona de estudio. Imagen modificada de http://jules.unavco.org/Voyager/Earth, vectores de movimiento según Trenkamp *et al.* 2002. ZFP- Zona de Falla de Panamá

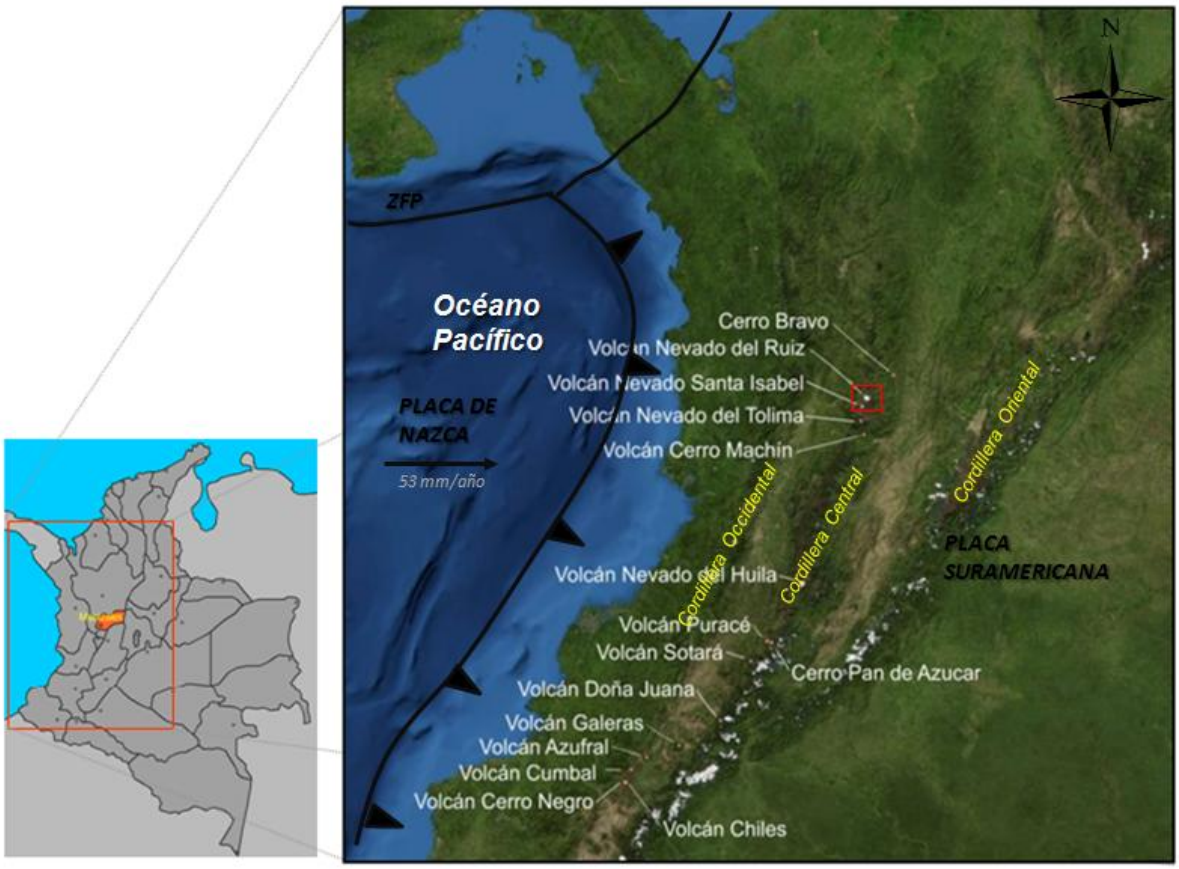
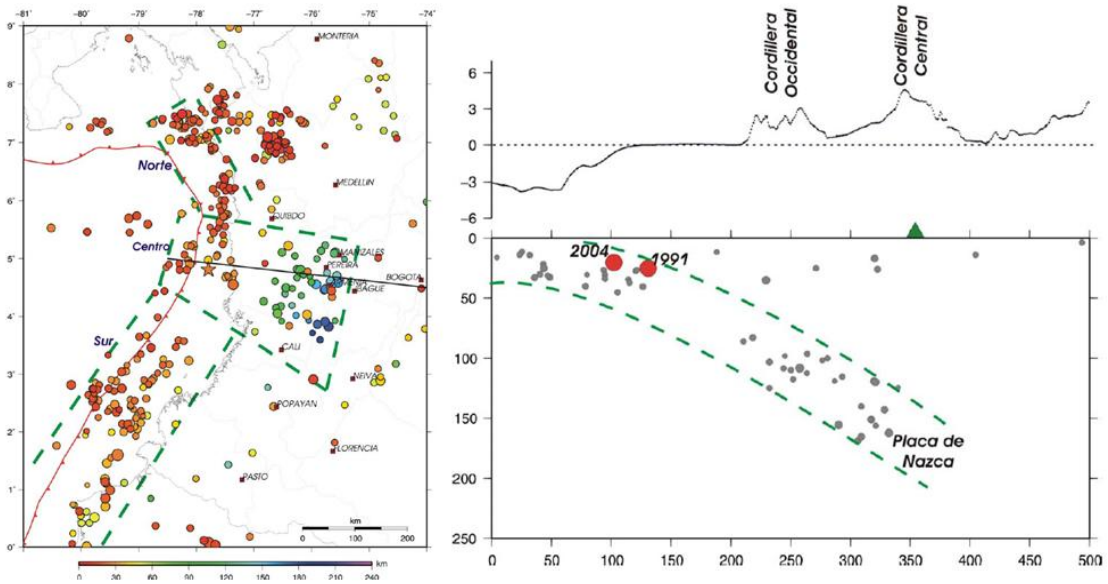
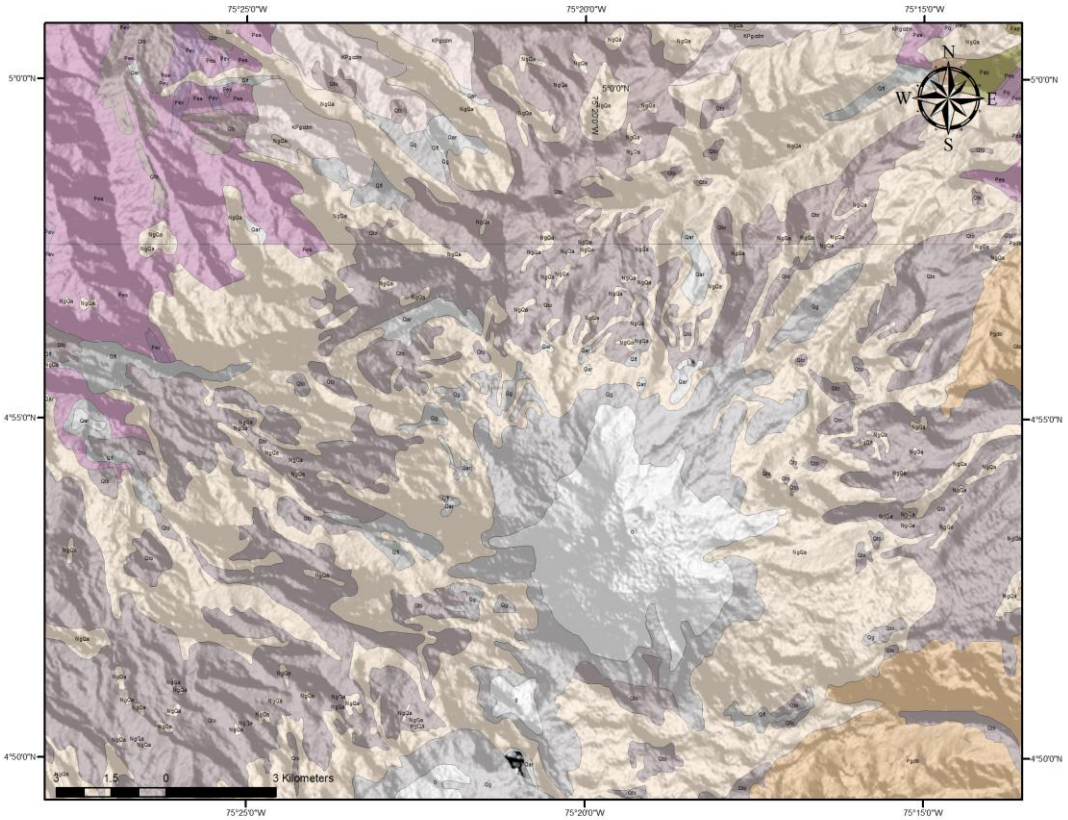


Figura 1-3: A la izquierda definición de los tres segmentos propuestos para zona de subducción del pacífico Colombiano. A la derecha perfil del a zona central de la zona de subducción colombiana, y la distribución de los sismos en profundidad, en la parte superior perfil topográfico. Tomado del estudio de DAGMA (2004). Note en la sección el ángulo de inclinación de la zona central y la localización típica del arco volcánico en la Cordillera Central (triángulo verde).



Los productos volcánicos son principalmente lavas andesíticas a dacíticas con afinidad calcoalcalina típica de volcanes de zonas de subducción. De acuerdo a Schaefer (1995), durante el Ruiz Antiguo se emplazaron algunos domos (Domo La Laguna, Domo Santana, Domo del Plato, Domo Tesorito, entre otros) a lo largo de una tendencia estructural NW, sugiriendo un control tectónico durante su emplazamiento (Borrero *et al.*, 2009). La evolución del sistema magmático ha sido discutida en múltiples trabajos usualmente basados en análisis petrológicos. Existen dos modelos diferentes propuestos para explicar el sistema magmático del VNR: uno atribuye la evolución del sistema como producto de cristalización fraccional en una sola cámara magmática ((Borrero et al., 2009; Jaramillo, 1980; Vatin-Perignon et al., 1990), el otro modelo considera que el VNR evoluciona inicialmente como un sistema homogéneo que cambia a uno heterogéneo con múltiples cámaras magmáticas (Jaramillo, 1980; Melson *et al.*, 1990; Schaefer, 1995).

Figura 1-4: Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de las planchas 206 – 225 (Mosquera *et al.*, 1998) con el DEM de NASA (2005). Convenciones: Qar: Aluviones recientes, Qg: Depósitos glaciares, Qro: Rocas piroclásticas, Qpil-Qav-Qfl: Flujos piroclásticos, Qa: Flujos andesíticos recientes, Tgdb: Batolito del Bosque, Ktcdm: Stock de Manizales, Ksc- Kvc: Complejo Quebradagrande, Pev-Pq-Pes: Complejo Cajamarca.



1.3 Antecedentes

Jaramillo (1980) realiza uno de los primeros estudios detallados de petrografía y análisis de elementos mayores y traza de las lavas del Nevado del Ruiz y realiza mediciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{86}Rb/^{86}Sr$. Establece que las lavas del volcán corresponde a basaltos y andesíticas porfiríticas, separadas en dos unidades principales: las lavas viejas (Basaltos con olivinos porfiríticos, basaltos con augita y olivinos porfiríticos y basaltos con augita e hiperstena) y las lavas nuevas (andesitas de dos piroxenos). Señala que existen evidencias petrográficas y petrológicas de procesos de mezcla de magmas y propone un modelo en el que estas rocas son generadas como magmas separados por fusión parcial de un manto “húmedo” sobre la placa de Nazca subducida.

La petrografía de los productos volcánicos del sistema fue estudiada posteriormente por Calvache y Monsalve (1982), quienes realizan un estudio geológico y petrográfico en la cuenca alta del Río Claro y del Río Molinos. Describen una columna compuesta en su base por esquistos del Complejo Cajamarca, hacia el tope tobas vítreas andesíticas, andesitas piroxénicas y andesitas basálticas y realizan análisis petrográfico en xenolitos de los depósitos piroclásticos y en las secuencias de lavas.

Los estudios de CHEC *et al.* (1983) orientados a delimitar zonas de interés geotérmico incluyen trabajos de detalle geológicos, geovulcanológicos, hidrogeológicos, geofísicos (magnetometría, gravimetría y geoeléctrica) y ambientales. Estos estudios presentan como resultado un mapa a escala 1:25.000 de la zona de estudio.

Las características del sistema hidrotermal fueron abordadas inicialmente por Sturchio *et al.*, (1988) quienes proponen que el sistema hidrotermal del Nevado del Ruiz se genera a partir de una anomalía termal asociada con magma intruido a niveles relativamente someros, y proponen la existencia de dos sistemas de circulación de aguas separados: un sistema alcalino clorurado bajo el flanco occidental del volcán, y un sistema ácido sulfatado y clorurado alrededor de los flancos norte y este del volcán a grandes elevaciones. Posteriormente Giggenbach (1989) y Giggenbach *et al.* (1990) presentan un modelo que brinda una estructura útil para el entendimiento de la composición y distribución de las características termales del sistema y sugieren la presencia de un reservorio geotérmico extenso, sin especificar detalles sobre la geometría del reservorio y distribución de las temperaturas. Estos autores sugieren que todas las características termales pueden ser explicadas asumiendo que el sistema hidrotermal del Nevado del Ruiz consiste en un núcleo central dominado por vapor, cuya parte superior está rodeada por una región de dos fases (líquido y vapor) y a grandes distancias una fase simple con un reservorio de aguas cloruradas. En este modelo, la formación de aguas ácidas (SO_4), de bajo pH, como las que se descargan en el área de Termales de Ruiz y Aguas Calientes, fueron interpretadas como originadas por la absorción de gases magmáticos en acuíferos someros sobre el núcleo de vapor. Adicionalmente proponen que las aguas cloruradas sódicas representan la descarga originada en los reservorios geotérmicos profundos, mientras que las aguas ricas en CO_2 son típicas de aguas vapor calentadas.

La petrografía y petrología de los productos del volcán fue también abordada por Melson *et al.* (1990) quienes realizaron el estudio geoquímico de muestras de pumitas de las erupciones de 1985 y 1595, empleando análisis de microsonda (matriz y fenocristales, inclusiones fundidas y óxidos de Fe-Ti), activación Neutrónica (INAA) y petrografía. Con el estudio estiman una temperatura de erupción entre 960 y 1090°C (geotermometría de óxidos de Fe-Ti), con un contenido de agua entre 1 y 4%. Los análisis de isótopos de Sr dieron un rango entre 0.704306 y 0.704394, lo que se interpreta como una evidencia más de la hipótesis de mezcla de magmas. A partir de estos datos proponen un modelo en el cual existe una cámara magmática pequeña (100 m ancho * 300 m verticales, con geometría elipsoidal elongada), con una profundidad de 6 km bajo el cráter, composicionalmente zonada y posiblemente con la densidad invertida. El modelo contempla como mecanismo de desequilibrio una intrusión de magma basáltico en la base del cuerpo principal, lo que causó una disrupción composicional y provocó la erupción por ebullición del magma superficial andesítico - dacítico. Estos autores argumentan la ocurrencia de procesos de desgasificación, cristalización fraccionada y contaminación de los magmas con la roca de caja.

La evaluación de los procesos magmáticos del Volcán Nevado del Ruiz fue estudiada también por Vating-Pérignon *et al.* (1990), estos autores interpretan, de acuerdo al contenido de elementos traza de los productos eruptivos del volcán más recientes (< 1 Ma), que el principal factor que controla la evolución magmática es un proceso simple de cristalización. Estos autores proponen un modelo de un sistema cerrado donde se requiere por lo menos 77% de cristalización fraccionada de un magma basáltico para generar la composición observada hasta dacitas. Además, interpretan la relación Zr/Hf como una evidencia de que no hay asimilación de corteza continental.

La historia eruptiva de Nevado del Ruiz fue abordada por Thouret *et al.* (1990), estos autores definen tres periodos eruptivos principales: Ruiz Ancestral, Ruiz Antiguo y Ruiz Reciente. La interpretación de estas tres etapas es soportada por dataciones radiométricas (K/Ar en roca total, plagioclasa, biotita y anfíboles y ^{14}C) y por erupciones documentadas históricamente.

Las características de la(s) cámara(s) magmática(s) fueron abordadas en los estudios de Schaefer *et al.* (1993) y Schaefer (1995). En estos estudios se sugieren la existencia de

una cámara magmática superficial y se estima que el tiempo de residencia para el magma eyectado durante la erupción de 1985 es de 6000 años (usando series de desequilibrio de ^{238}U). Allí, también se interpreta la existencia de dos suites magmáticas distintas independientes: una de bajo K y otra de alto K y se propone un modelo en el que el sistema volcánico evoluciona inicialmente como un sistema homogéneo y cambia a uno heterogéneo con múltiples cámaras magmáticas.

Más recientemente, Toro *et al.* (2008) realizan un estudio petrográfico, metalográfico y geoquímico de rocas de composición intermedia a félsica de los cerros Gallinazo, Amazonas, Sabinas, La Oliva y La Negra, localizados al sureste de Manizales. Los autores reportan rocas con altos contenidos de SiO_2 (63,87–70,15%) y Al_2O_3 (14,18–16,83%), bajos contenidos en Y (11,20–27 ppm) e Yb (0,94–1,93 ppm), fuerte enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) y en elementos incompatibles como Rb y Ba. A partir del estudio concluyen que estas rocas presentan firmas adaquíticas generadas por la fusión parcial de la placa subducida de composición basáltica, con una leve partición de la cuña mantélica.

Borrero *et al.* (2009), proponen redefinir la etapa del Ruiz Ancestral del VNR, ampliándola hasta incluir los cuerpos de domos alienados al sureste de Manizales. Estos autores proponen como mecanismo de emplazamiento el trazo de la falla Villa María –Termales (N75°W), como un conducto de ascenso lateral del magma desde un sistema de almacenamiento intermedio localizado entre 4 y 10 km de profundidad.

Las características de las cámaras magmáticas también han sido interpretadas a partir de estudios geofísicos, por ejemplo Londoño y Sudo (2002) proponen la existencia de tres zonas con bajas velocidades de las ondas P y S (Vp y Vs): la primera zona entre 2 y 4 Km de profundidad, la segunda entre 5 y 10 Km de forma elongada y buzando hacia el E-SE y una tercera zona entre 10 y 12 Km de profundidad, localizada hacia el este del volcán. Estas zonas corresponderían a las fuentes de calor del sistema o zonas con presencia de cuerpos de magma. Según el estudio mencionado, la zona occidental del volcán tiene una estructura diferente desde un punto de vista espectral y "temporal" que está probablemente relacionada con fallas en sentido noroeste que parece estar activa antes y durante las épocas de crisis del volcán. Raigosa y Bohóquez (2002) proponen un modelo tridimensional de zonas de baja velocidad, debajo del Nevado del Ruiz, utilizando

el método epicentro – tiempos de arribo y establecen que debajo de VNR existen varias zonas de baja velocidad. La primera zona, de mayor tamaño, está localizada a 17 kilómetros de profundidad entre los nevados de Santa Isabel y el Ruiz, con una longitud de 12 kilómetros en su eje mayor, orientada en dirección NE-SW, sigue el trazo de la falla de Palestina y está limitada transversalmente al Norte por la falla Villamaría-Termales. Una segunda zona, más pequeña que la primera, está localizada 4 kilómetros debajo del Nevado del Ruiz. La localización de estas cámaras magmáticas tiene probablemente un control estructural. Los autores calculan un espesor para el cuerpo más profundo de hasta 6 km y para el más somero una longitud y un ancho de 3 y 4.5 km respectivamente y un espesor variable de 1 a 2 km.

2. Metodología

2.1 Recopilación Bibliográfica

Inicialmente se realizó la revisión de los antecedentes de estudios geológicos, vulcanológicos, geoquímicos y geofísicos del Volcán Nevado del Ruiz, se hizo especial énfasis en cartografía, dataciones radiométricas, geoquímica y modelos del sistema del volcánico e hidrotermal. Las principales fuentes de información fueron bases de datos electrónicas, tesis de la Universidad de Caldas y de la Universidad Nacional de Colombia, informes internos de Ingeominas y el especial del Journal of Volcanology and Geothermal Research (JVGR) volúmenes 40 y 41.

2.2 Cartografía Geovulcanológica

Para la cartografía geovulcanológica a escala 1:25.000, se incluyó trabajo preliminar de oficina y las respectivas labores de campo como se describen a continuación:

Análisis de sensores remotos: Incluyó la interpretación de fotografías aéreas a escalas 1:15.000 y 1:50.000 e imágenes satelitales tipo LANDSAT, con el objetivo de identificar regionalmente la distribución de las unidades.

Tabla 2-1: Características de las imágenes satelitales empleadas para la cartografía geológica. El Path/Row es 009/057. Fuente imagen 1 USGS Global Visualization Viewer-Glovis (http://glovis.usgs.gov/) e imagen 2 Global Cover Land Facility de la Universidad de Maryland (ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/).

Características	Imagen 1	Imagen 2
Referencia Imagen	L72EDC18010290203 00_HDF.100952217	P009R057 4DX19890807.tm-GLR1990
Fecha de Adquisición	Enero 28, 2001	Agosto 08, 1989
Satélite	LANDSAT 7	LANDSAT 4
Número de Bandas	5	7

Figura 2-1: Imagen satelital GLR1990, combinación de las bandas 3,2,1, color verdadero. En tonos amarillos a naranjas en los valles de los ríos se observan los depósitos dejados por la erupción de Noviembre de 1985.

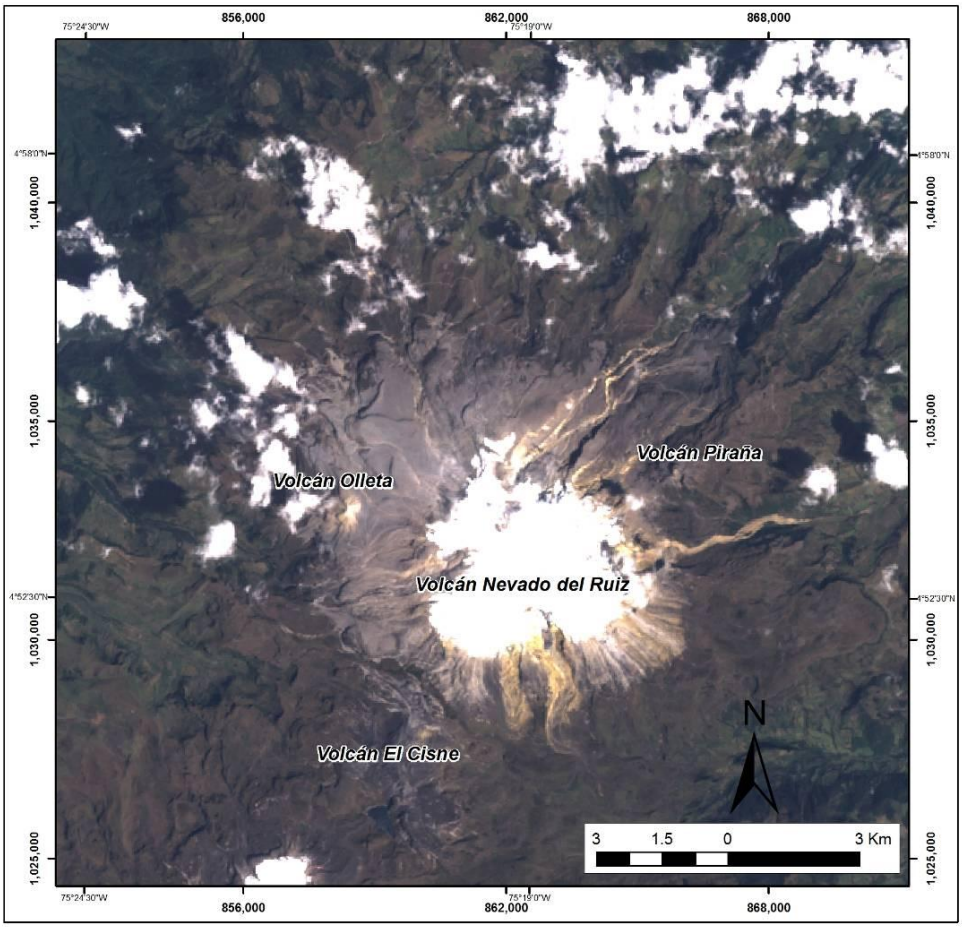


Tabla 2-2: Listado de las fotografías aéreas empleadas en este estudio.

VUELO	FECHA DE TOMA	FOTOS	ESCALA
C-2699	16/12/2003	025-029	1:37450
C-2699	16/12/2003	032-036	1:37900
M-548	11/02/1959	6865-6870	1:60000
M-41	21/01/1955	3719-3722	1:60000
M-41	21/01/1955	3733-3738	1:60000

Se seleccionaron imágenes LANDSAT posteriores a 1985 y que tuvieran una nubosidad menor al 40%. Estas fueron adquiridas en formato GeoTIFF por cada banda espectral.

Para su procesamiento digital se empleó el programa ERDAS, que permite realizar una imagen compuesta con todas las bandas y seleccionar áreas de mayor interés. Luego de este procesamiento se obtienen imágenes en formato *.image o archivos raster que pueden ser empleadas en el Sistema de Información Geográfica.

Las combinaciones de bandas permiten resaltar variaciones de color, textura, tonalidad, estas características ayudan a diferenciar las coberteras superficiales y en geología tienen múltiples aplicaciones para definir rasgos estructurales y diferenciar unidades litológicas, las combinaciones más empleadas con objetivos geológicos son (Fernández-Coppel and Herrero, 2001):

Bandas 7, 4, 1 (RGB): Esta combinación de bandas es ampliamente utilizada en geología. Utiliza las tres bandas menos correlacionadas entre sí. La banda 7, en rojo, cubre el segmento del espectro electromagnético en el que los minerales arcillosos absorben, más que reflejar, la energía; la banda 4, en verde, cubre el segmento en el que la vegetación refleja fuertemente; y la banda 1, en azul, abarca el segmento en el cual los minerales con óxidos de hierro absorben energía.

Bandas 7, 4, 2 (RGB): Permite discriminar los tipos de rocas. Ayuda en la interpretación estructural de los complejos intrusivos asociados a los patrones volcano-tectónicos.
Bandas 7, 3, 1 (RGB): Ayuda a diferenciar tipos de rocas, definir anomalías de color que generalmente son de color amarillo claro algo verdoso, la vegetación es verde oscuro a negro, los ríos son negros y con algunas coloraciones azules a celestes, los glaciares se observan de color celeste.

Otras combinaciones que permiten resaltar rasgos geológicos son las 752, 753, 754 y 135. La combinación de bandas 3, 2, 1 (RGB) muestra una imagen de color natural, tal como se observaría en una fotografía aérea a color.

2.3 Trabajo de Campo y Muestreo

Se procedió a la recolección de muestras de lavas y tobas en el marco del “Programa Estratégico para la Investigación y Modelamiento del Sistema Hidrotermal- Magmático en áreas con potencial geotérmico, en el flanco noroccidental del Volcán Nevado del Ruiz,

Colombia". Las campañas de campo fueron realizadas en los meses de abril, junio y agosto de 2010 y en enero de 2011.

Se tomaron muestras de roca fresca a levemente meteorizada de aproximadamente 1 kg de peso, en afloramientos de cortes de carretera, quebradas y en la base de los escarpes naturales. Se realizó un muestreo de una muestra por km^2, en total se colectaron 253 muestras de rocas volcánicas, de las cuales se seleccionaron 84 para análisis geoquímicos de roca total y para la elaboración de secciones delgadas (Anexo A).

2.4 Métodos analíticos y Procedimientos Empleados

Esta etapa incluyó las siguientes actividades:

- ✓ *Elaboración y análisis de secciones delgadas y delgadas pulidas*

Las secciones delgadas se prepararon en el laboratorio GMAS. Se realizó el tableteado, desbaste y pulido hasta lograr una sección de 30 micras de espesor, usando carburo No. 600 y 1000. En el caso de las secciones delgadas pulidas se realizó un pulido adicional con pasta de diamante No 7, 3 y se terminó en 1. Las secciones delgadas pulidas se utilizaron para el análisis de interferencia de contrastes y de microsonda.

La caracterización petrográfica de las muestras consistió en la identificación de las fases minerales, descripción textural (grado de cristalinidad, tamaño de grano, forma de los cristales, relación espacial de los cristales e identificación de texturas específicas) y su análisis modal (conteo de 300 puntos por muestra), se dio especial énfasis en la descripción de texturas de disolución, reabsorción y desequilibrio. En total se analizaron 20 secciones delgadas.

- ✓ *Análisis de distribución de tamaño de cristales (CSD)*

Para el análisis de la distribución de tamaños de cristales (Cristal Size Distribution - CSD), se tomaron microfotografías de las secciones delgadas en 6 campos de observación usando un aumento de 200X y una resolución de 300 ppp (puntos por pulgada), lo suficientemente buena para evitar los problemas de truncación de la mano izquierda (Armienti, 2008). Cada imagen fue procesada y convertida en una imagen

binaria usando el procesador de imágenes comercial Image Pro Plus 6.2®, con el objetivo de separar los minerales de interés (plagioclasas) y medir la máxima longitud de cada cristal. Las microfotografías fueron tomadas con luz polarizada plana y doblemente polarizada y posteriormente contrastadas y filtradas para mejorar la calidad de la imagen y facilitar la detección automática de los bordes de los cristales. Esta detección fue complementada con el re-procesamiento manual de algunas imágenes.

El número de cristales de plagioclasa medidos por sección osciló entre 5.000 y 10.000, con un tamaño entre 20 µm y 2,4 mm, cubriendo un área promedio de 2 cm x 3.5 cm (tamaño estándar de una sección delgada).

El manejo final de los datos se hizo usando el programa CSD Correction 1.3.9 (http://depcom.uqac.ca/~mhiggins/csdcorrections.html) (Higgins, 2011), con el objetivo de construir una curva CSD clásica donde se grafica el logaritmo natural de la distribución de la población versus el tamaño de los cristales. Este software convierte datos bidimensionales obtenidos a partir de mediciones en dos dimensiones, a una distribución tridimensional del tamaño de los cristales, realizando correcciones por efectos de probabilidad de intersección y correcciones parciales para el efecto del corte de secciones, teniendo en cuenta la forma aproximada de los cristales y la fábrica de la roca (Higgins, 2000; 2002; 2006).

El programa construye un sólido con base en tres dimensiones: larga, corta e intermedia, las cuales fueron estimadas para las plagioclasas en 2:1:1. Los resultados de dichas mediciones son presentados en función del tamaño corregido de la mitad del intervalo, para esto se asume que la medición de la longitud más común (en la sección transversal) es la dimensión intermedia de un paralelepípedo, de manera que los valores representados en el CSD resultan mayores que el tamaño de cristal más grande medido.

Los parámetros empleados en el análisis de CSD fueron: medición de la máxima longitud del cristal, factor de redondez 0.1, fábrica masiva y se empleó una escala logarítmica en base 10 con un número de intervalos de 5 por década.

- ✓ *Análisis de Microscopía Diferencial de Contraste de Interferencia (DIC).*

Para este análisis se emplearon secciones delgadas pulidas que fueron atacadas con una solución de ácido fluorobórico HBF_4 al 45% de concentración, por 60 segundos. Después del ataque y para evitar que el ácido continúe reaccionando, la sección se lavó con una solución saturada de Na_2CO_3 y finalmente se enjuagó con agua. Para la inmersión en el ácido se cubrió el portaobjetos con cinta adhesiva para que la solución no atacara el vidrio.

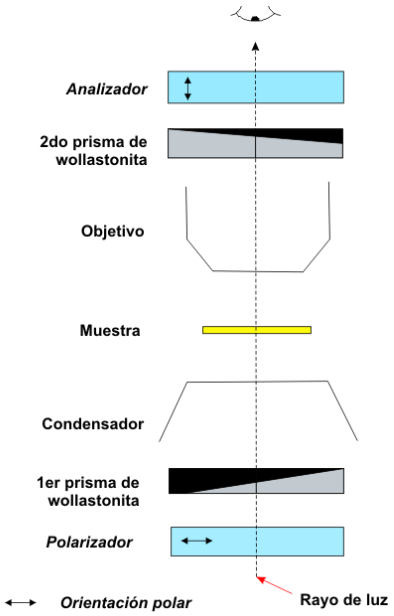
La solución acuosa de ácido fluorobórico -HBF_4- fue preparada empleando ácido fluorhídrico – HF - 48% grado analítico, ácido bórico sólido grado reactivo – H_3BO_3 - y ácido acético glacial – CH_3COOH-. Se disolvió un (1,0) gramo de ácido bórico parcialmente en 30 ml de ácido acético glacial, el sólido que no se disolvió fue retirado y la solución resultante fue mezclada con 20 ml de ácido fluorhídrico en un recipiente plástico, que fue inmerso en un baño de agua fría para refrigerar la reacción debido a su exotermicidad.

La ecuación que gobierna el proceso, involucra hidróxido de boro – $B(OH)_3^-$ que se forma en la fase inicial de disolución del ácido bórico y el ácido acético; posteriormente y por la interacción con el ácido fluorhídrico se forma el intermediario fluoroborato - BF_4^- - que desencadena la formación de la especie HBF_4 acuosa.

$$B(OH)_3 + 4\ HF \rightarrow H_3O+ + BF_4- + 2\ H_2O \rightarrow HBF_4(ac)$$

Esta solución ataca las plagioclasas formando un microrelieve de acuerdo al contenido de anortita, este microrelieve permite su observación tridimensional usando un microscopio de interferencia de contraste. El microscopio de interferencia DIC tiene un sistema óptico similar al de uno convencional, con la diferencia que la luz atraviesa un prisma inferior de wollastonita que la divide en dos rayos (Figura 2-2), estos rayos atraviesan el objeto y se introducen en el objetivo hasta llegar a un segundo prisma de wollastonita donde se interfieren diferencialmente, para de esta forma, generar una imagen con la luz inclinada produciendo un efecto tridimensional.

Figura 2-2: Esquema del sistema óptico del microscopio diferencial de contraste de interferencia - DIC. (Modificado de http://www.jic.ac.uk/microscopy/more/t5_5.htm)(Centre, 2011).



Los análisis se realizaron en el microscopio triocular marca OLYMPUS modelo BX41 con sistema de contraste de fases, del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia. Las muestras analizadas fueron: GNR-LR-162, GNR-LR-034, GNR-LR-043, GNR-LR-070.

- ✓ *Análisis de microsonda en minerales.*

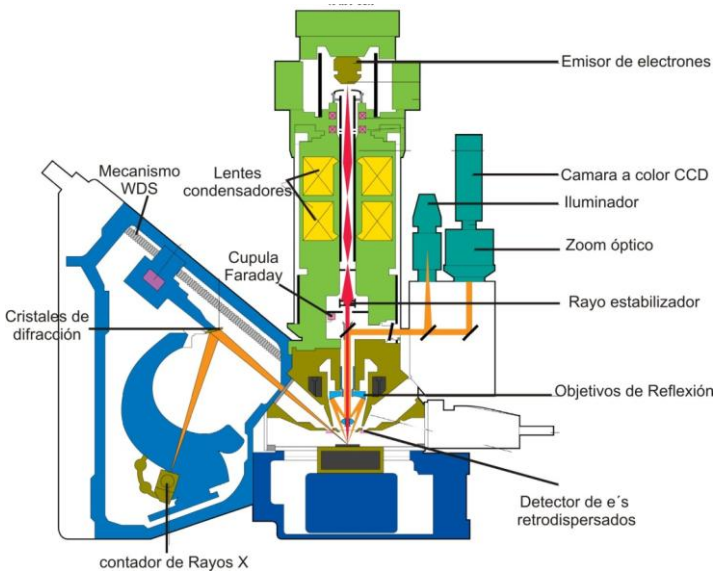
Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Microsonda de la Universidad de Arizona, que cuenta con un equipo Cameca SX100, equipado con cinco espectrómetros WDS con 14 cristales de difracción que permiten el análisis de todos los elementos con Z ≥ 5 (boro), tres de los espectrómetros están equipados con cristales grandes LPET y LLIF.

Para realizar estos análisis se elaboró una sección delgada pulida (terminada con pasta de diamante de 1 µm). Las secciones delgadas fueron recubiertas con una mezcla de

grafito. Se realizaron perfiles composicionales y análisis puntuales en plagioclasas, piroxenos, anfíboles, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

La microsonda electrónica EPMA (Electron Probe Micro Analyzer), es un instrumento que permite análisis microscópicos no destructivos en áreas extremadamente pequeñas de muestras sólidas de roca. La microsonda electrónica basa su funcionamiento en la emisión de un haz de electrones por medio de un cañón de partículas. La interacción de los electrones con la muestra genera varios tipos de respuesta, caracterizadas por un tipo de emisión que es detectada por un arreglo de instrumentos ubicados arriba de la muestra. Así, los electrones penetran en el material y producen colisiones dando lugar a diversos procesos como generación de calor, excitación e ionización de átomos lo que produce electrones emitidos propios de la muestra bombardeada y si hay suficiente energía hasta rayos X (**Figura 2-3**).

Figura 2-3: Esquema de la microsonda EPMA. En color verde claro se muestra la torre que está compuesta por la fuente en la parte superior y el conjunto de lentes condensadores. En la parte azul del esquema se encuentran algunos de los detectores de rayos X y de electrones retrodispersados. En la parte derecha del gráfico se observan los instrumentos ópticos de la microsonda como la cámara el iluminador y los obturadores. En rojo el rayo de electrones. En naranja trayectoria de rayos X detectados. (Modificado de http://pirlwww.lpl.arizona.edu/~domanik/UA_Microprobe/Intro.html)(Microprobe, 2011)



Las muestras analizadas por este método fueron GNR-LR-193, GNR-LR-198, GNR-LR-203, GNR-LR-205, GNR-LR-209, GNR-LR-212.

- ✓ *Análisis geoquímicos de roca, incluyendo elementos mayores y traza.*

Para los análisis químicos se seleccionaron 84 muestras que no mostraran evidencias de alteración, las cuales fueron limpiadas cortando las caras meteorizadas. La preparación fue llevada a cabo en el Laboratorio ACMELabs Medellín, las muestras fueron trituradas, cuarteadas y pulverizadas hasta malla 200.

El análisis de roca total y elementos trazas se realizó en el Laboratorio ACMELabs en Canadá. Se halló la abundancia total de óxidos de elementos mayores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, CaO, K_2O) y elementos menores (P_2O_5, MnO, Cr_2O_3). La muestra fue analizada por ICP-Espectrometría de emisión siguiendo una rutina de fusión de 0,2 g de muestra en metaborato/tetraborato de litio y digestión en dilución nítrica. La perdida de ignición (LOI) fue obtenida por la diferencia en peso después de la ignición a 1.000 °C.

Los análisis de elementos trazas (Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Ht, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Ar, Y, Ka, Ce, Pr, Nd, Sm Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) fueron determinados por ICP- MS siguiendo una fusión con metaborato/tetraborato de litio de 0.2 g de muestra y digestión por ácido nítrico. Adicionalmente se separaron 0.5 g de muestra para ser digeridas en agua regia y analizada por ICP MS para medir el contenido de metales preciosos y base (Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se).

2.5 Integración de la Información y Análisis de Resultados

La información de localización de las muestras y datos geoquímicos fueron integrados en bases de datos, georeferenciados y montados en un sistema de información geográfica (ArcGIS 9.2).

Los datos geoquímicos de roca total fueron analizados empleando el software GCDKit versión 3.00 beta (Janousek *et al.*, 2006a; 2006b), se realizaron diagramas de clasificación para rocas volcánicas, diagramas tipo Harker y diagramas de discriminación geotectónica. Los datos obtenidos de la microsonda electrónica fueron procesados en hojas de cálculo. Para la obtención de los geotermómetros se empleó el programa QUILF95 (Andersen, 1998; Andersen *et al.*, 1993). Para el modelado térmico se usó el software 3DHEAT versión 4.11.0533* (Wohletz, 2008).

Finalmente con base en la información geoquímica y petrográfica se realizó la discusión de los resultados obtenidos y el planteamiento del modelo del sistema magmático.

3. Estratigrafía y Petrografía del Volcán Nevado del Ruiz

3.1 Estratigrafía del Volcán Nevado del Ruiz

La estratigrafía del Nevado del Ruiz ha sido trabaja principalmente desde dos puntos de vista: geocronológico- geomorfológico (Thouret *et al.*, 1990) y geoquímico (Schaefer, 1995). Ambos coinciden en proponer tres ciclos eruptivos durante el Pleistoceno, sin embargo su extensión y límites cronológicos difieren entre sí (Tabla 3-1).

Thouret *et al.*, (1990) proponen que la historia del VNR se divide en tres fases: Ruiz Ancestral (1.8 – 0.8 Ma), Ruiz Antiguo (0.8 – 0.1 Ma) y Ruiz Reciente (0.1 Ma- Presente). Por su parte Schaefer (1995) propone una columna cuya base está formada por las Lavas Pre-Ruiz (1.8 – 0.97 Ma), seguida de las lavas del Cono Reciente del Ruiz (ERC), cuyo límite superior está marcado estratigráficamente por las Ignimbritas de Río Claro (0.97-0.089 Ma), en este conjunto incluye las Lavas de Santa Isabel, Lavas del Cisne y las Lavas del Cono Temprano que actualmente forman la estructura del Ruiz. La fase actual la llama Post Ignimbritas del Ruiz, incluye las lavas de los volcanes adventicios Olleta y Piraña, el emplazamiento de domos Post Ignimbrita y la secuencia de depósitos piroclásticos de los últimos 13.000 años.

En este trabajo se sigue la propuesta inicialmente sugerida por Thouret *et al.*, (1990) acogiendo la división de: Ruiz Ancestral, Antiguo y Reciente para las unidades efusivas del VNR; se redefinen algunas unidades con los aportes geocronológicos del trabajo de Schaefer (1995) y finalmente se delimitan nuevas unidades de los Volcanes Cisne, Santa Isabel y Paramillo de Santa Rosa en donde se distinguen las lavas antiguas y las recientes.

Tabla 3-1: Comparación entre columnas estratigráficas generalizada para el VNR, propuestas por Thouret *et al.*, (1990) y Schaefer (1995).

ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ							
Thouret *et al.* (1990)				Schaefer (1995)			
Ruiz Presente	Fase destructiva	Capas de tefra	R0- R9	PIR (Post Ignimbritas del Ruiz)	Tefras	R0	1985 A.D.
						R1	1985
						R2	1595
						R4	780 B.P.
						R5	1275
						R6 (Suite bajo K)	1930
						R7	2580
						R8	2600
						R9	8630
	Fase constructiva	Rosarito	14.000 - 24.000 yr		Lavas y Domos Post Ignimbrita, Suite de bajo K		
		Rosarito grande	50.000-28.000 yr		Lavas y Domos Post Ignimbrita		
		La Laguna	0.05 ± 0.05 Ma		Lavas de La Olleta		
		Valle La Leonera	ca. 0.1 Ma		Lavas y piroclastos de La Piraña		
Ruiz Antiguo	Fase destructiva	Recio y/o Claro	0.16 - 0.2 Ma	ECR (Cono Reciente del Ruiz)	Ignimbrita de Río Claro		0.089 ± 0.007 Ma
	Fase constructiva	La Pica	0.2 ± 0.05 Ma		Lavas de El Cisne		
		Termales	0.4 ± 0.1 Ma		Lavas del Cono Temprano, Suite de Bajo K		
					Lavas del Cono Temprano		0.4 ± 0.1 Ma
		Totarito	0.68 ± 0.15 Ma		Lavas de Santa Isabel		0.76 ± 0.05 Ma
Ruiz Ancestral	Fase destructiva	El Arbolito (Domo)	1-0.8 Ma	PRL (Lavas Pre-Ruiz)	Lavas Pre-Ruiz		0.97 ± 0.05Ma
	Fase constructiva	Líbano	1.0 ± 0.15 Ma				1.8 ± 0.1 Ma
		El Tesoro	1.2 ± 0.08 Ma				
		Gualí	1.8 ± 0.1 Ma				
Pre- Ruiz	Fase destructiva	Manizales y/o Casabianca	3 - 1.25 Ma				

Figura 3-1: Panorámica VNR. El domo Gualí hace parte de la estructura del Ruiz Ancestral, en el valle del Río Gualí flujos de lava emplazados durante el Ruiz Antiguo. El cono actual y el Volcán la Olleta fueron formados durante el Ruiz Reciente.

Lavas del Ruiz Ancestral (1.8 - 0.8 Ma)

La Unidad de Lavas del Ruiz Ancestral hace referencia a los flujos de lava de composición andesítica que se encuentran más alejados del cono actual alcanzando una distancia de hasta 12 km. Estos flujos se encuentran fuertemente erosionados y no conservan las geoformas típicas de flujos lobulados. Corresponden a la litología más común y con mayor cobertura areal en la zona de estudio, su espesor puede superar los 100 m. Las lavas ancestrales del Ruiz fueron expulsadas por pequeñas fuentes y forman los flujos más alejados del los centros volcánicos actuales, cubriendo las rocas del basamento.

Lavas Antiguas del Ruiz (0.8-0.1 Ma)

Esta unidad agrupa flujos de lava que se extienden radialmente desde el centro eruptivo actual, y suprayacen las Lavas Ancestrales del Ruiz. Su relieve está más o menos conservado, forma cuchillas que se extienden por varios kilómetros, conformado escarpes subverticales. Está compuesta por rocas andesíticas porfiríticas. Se pueden incluir las lavas del Cisne en este grupo por presentar características geoquímicas y litológicas similares y debido a que geocronológicamente son correlacionables.

Lavas de Domo

Estas lavas se caracterizan geomorfológicamente por formar colinas de pendientes fuertes en la base y redondeadas al tope que sobresalen topográficamente en el paisaje (domos Santana, Laguna Negra y Gualí). Los domos Laguna Negra y Santana, son de tipo domo- colada (CHEC *et al.*, 1983), presentan forma de mesetas amplias semicirculares, mientras que el domo Gualí es un domo tipo espina con formas columnares verticales, de poca amplitud y en forma de punta o aguja (
Figura **3-2** y Figura **3-3**).

Thouret *et al.*, (1990) afirman que estos domos se emplazaron durante la etapa del Ruiz Ancestral, aproximadamente hace 1.2 Ma como resultado de una antigua caldera, sin embargo Schaefer (1995) los ubica dentro de la unidad Post Ignimbrita del Ruiz (PIR) de bajo K (Domos Santana, Laguna y Romelia) y los cataloga como una unidad más joven.

Figura 3-2: Tipos de domos reconocidos (Francis and Oppenheimer, 2004).

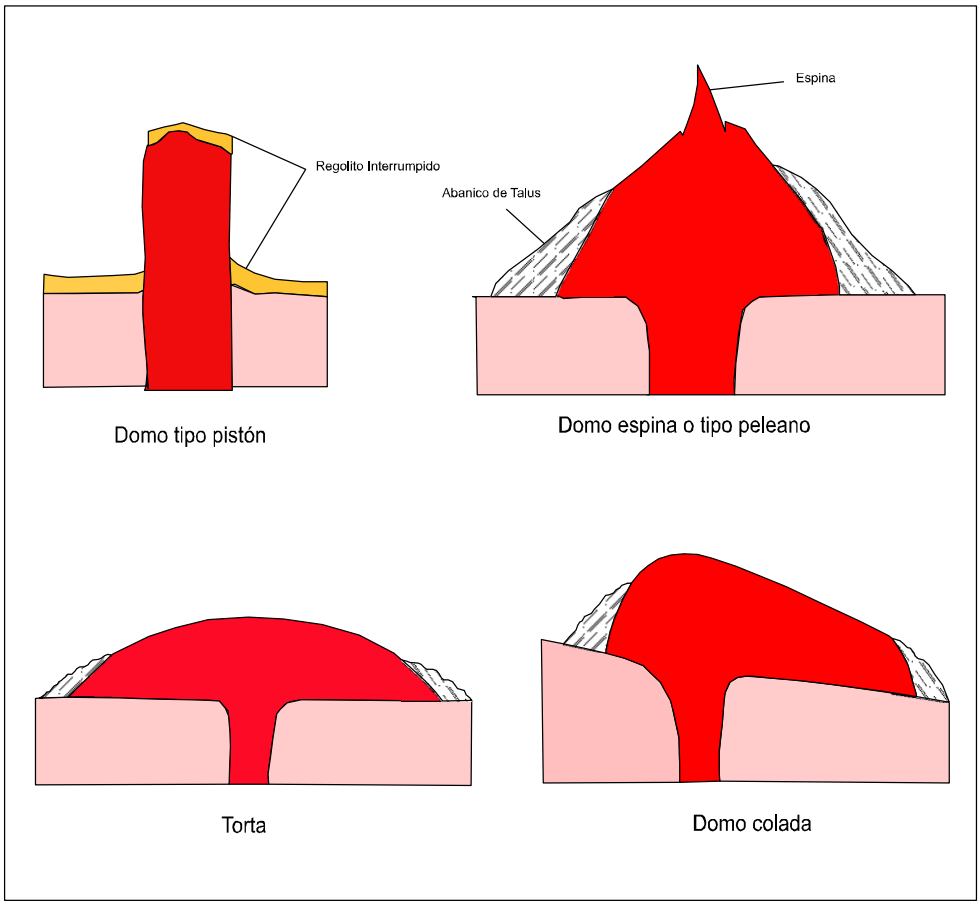
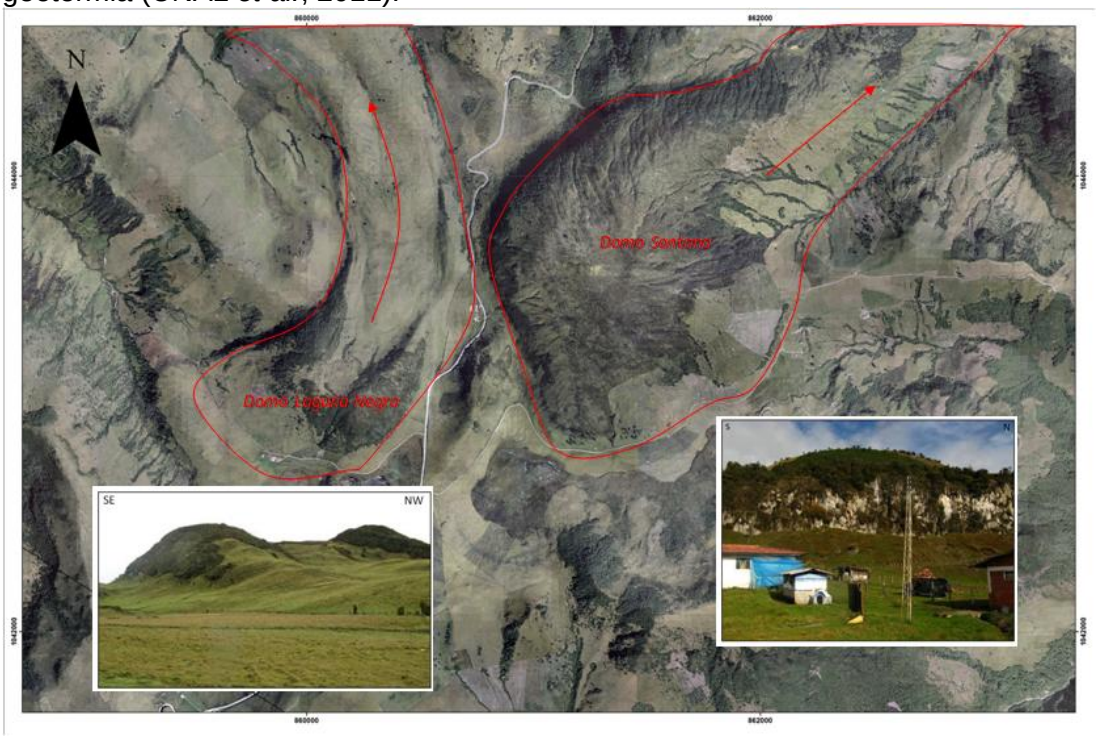


Figura 3-3: Domos colada en el sector norte del VNR, fotografía aérea proyecto geotermia (UNAL *et al.*, 2011).



Lavas Recientes del Ruiz (0.1- Reciente)

Las lavas más recientes se encuentran en el costado suroriental (Valle de La Leonera Alta, cabecera del Río Recio) y en la vertiente septentrional del Volcán (CHEC *et al.*, 1983). Representan la actividad efusiva menor a ca. 100.000 años hasta el presente. Se trata de flujos de lava principalmente andesíticos que conservan las características geomorfológicas bien preservadas, observándose flujos de lava lobulados, con frentes que forman escarpes de varias decenas de metros de altura, en ocasiones, con brechas a tope y base por procesos de enfriamiento y transporte. Esta unidad se restringe a 4 km de diámetro alrededor del Cráter Arenas, con excepción del sector nororiental (Alto de la Leonera) donde se encuentran alejados hasta 9 km.

Lavas del Volcán Nevado de Santa Isabel (Qls)

Las lavas del volcán Santa Isabel se observan al sur de la zona de estudio, suprayaciendo el complejo Quebradagrande y a las lavas Antiguas. En afloramiento, las lavas de Santa Isabel se observan como un apilamiento de varias coladas, con

espesores variables que acumulan aproximadamente 400 m o más. Al igual que las Lavas Antiguas, del Ruiz Reciente y la Olleta, estas son andesíticas con variaciones locales más básicas.

De acuerdo al catálogo de volcanes activos de Colombia (Méndez, 1989), el Volcán Nevado de Santa Isabel presenta un carácter efusivo con el emplazamiento de domos y flujos de lavas de composición andesítica, y depósitos de flujos piroclásticos bajo los flujos de lavas, compuestos de ceniza y bloques de escorias y de ceniza y pómez. Las lavas más antiguas (andesitas piroxénicas con olivino) son de edad pleistocénica y las lavas más recientes (andesitas con hornblenda y biotita) de edad holocénica. Este volcán no ha presentado actividad histórica y las edades radiométricas reportadas en flujos de lava oscilan entre 7.435±100 y 2800 A.P. Thouret *et al.* (1990) reportan una datación radiométrica (K-Ar) en el sector del Águila Arriba, del sustrato de este volcán, en una colada de lava de 0.68 ± 0.15 Ma.

Lavas del Paramillo de Santa Rosa (Qlsr)

Está constituido por coladas de lava de gran espesor de andesitas porfiríticas con plagioclasas, piroxenos y anfíboles. En afloramiento es común observar superficies con alteración fumarolica e hidrotermal, principalmente en la parte alta del Paramillo en el cauce del río Campoalegre. Morfológicamente se presentan como colinas alargadas, con cimas aplanadas suaves a levemente inclinadas. Esta unidad se encuentra suprayaciendo los complejos Quebradagrande y Cajamarca, que a su vez son intruidos por el Stock de Manizales y Batolito del Bosque (CHEC *et al.*, 1983).

Thouret *et al.* (1990) reportan dataciones radiométricas (K-Ar) en dos muestras del Paramillo, una localizada en el Pico Páramo de Santa Rosa, del borde de caldera, a la cual le asignan una edad de 0.5 ± 0.007 Ma, y otra muestra en el sector de Potreros, perteneciente a una colada de lava del sustrato del PSR y con una edad de 2.3 ± 0.1 Ma.

3.2 Petrografía de los Productos Flujos de Lava del Volcán Nevado del Ruiz

Para este estudio se analizaron petrográficamente 18 muestras de lavas con el fin de definir su mineralogía, clasificación modal e identificación de microestructuras.

Posteriormente se seleccionaron muestras representativas para realizar análisis geoquímicos y mineralógicos, su descripción se puede observar en la Tabla 3-2.

Las muestras analizadas corresponden a andesitas porfiríticas, hipocristalinas, inequigranulares, de grano fino a medio, con textura seriada, compuestas por fenocristales de plagioclasa, (39-61%) ± augita (5-12%) ± enstatita (5-20%) ± oxi-hornblenda (0-10%) ± olivino (0-4%), con fenocristales euhedrales a subhedrales de hasta de 5 mm, inmersos en matriz microlítica criptocristalina, en ocasiones con microestructura fluidal. Como minerales accesorios se encuentran trazas de opacos (óxidos de Fe-Ti), apatito, circón y como mineral secundario hematita (Tabla 3-2).

Tabla 3-2: Resumen de la mineralogía y clasificación de acuerdo al conteo modal de las lavas del Volcán Nevado del Ruiz. Pl- plagiocalsa, Opx- ortopiroxenos, Cpx- clinopiroxeno, Ox-hbl- oxi hornblenda, Bt- biotita, Ol- olivino, Op- opacos – ilmenita en menor proporción magnetita, Otros- óxidos de Fe- hematita, apatitos, circones, en relación con su composición de elementos mayores, en porcentaje en peso (%wt)

Unidad	Sección	Mineralogía (% vol.)								Composición (%wt)					
		Pl	Opx	Cpx	Ox-Hbl	Bt	Op	Otros	Total	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Fe_2O_3	MgO	Alcalis
Domo Gualí	GNR-LR-205	42,8	3,2	6,7	2,9	0,3	3,5	4,8	64,2	61,37	15,53	3,02	4,8	3,01	6,73
Domo La Laguna	GNR-LR-210	34,5	----	4,6	22,5	----	3,3	0,3	65,1	58,77	16,42	1,28	6,74	4,37	4,86
Domo Santana	GNR-LR-203	40,1	----	1,3	8,4	----	4,2	1,9	56,0	57,72	16,68	1,33	6,61	4,29	4,89
Lavas de Piraña	GNR-LR-201	46,3	11,2	5,0	----	----	1,2	0,3	64,0	62,26	16,16	2,25	5,15	3,47	6,38
Lavas del Cisne	GNR-LR-212	60,6	9,8	2,2	2,2	----	1,6	8,6	85,1	60,93	16,11	2,38	5,78	3,93	6,38
Lavas Olleta	GNR-LR-191	43,0	8,5	2,8	4,4	0,3	2,5	7,0	68,7	61,01	15,98	2,4	5,75	3,47	6,28
Lavas Ruiz Antiguo	GNR-LR-206	52,5	2,7	9,2	4,5	----	5,3	0,6	74,8	60,76	15,86	2,81	5,53	3,25	6,29
Ruiz Ancestral	GNR-LR-202	34,7	4,6	7,9	6,4	----	2,4	12,2	68,1	58,77	15,96	1,74	6,58	4,18	5,76
Ruiz Reciente	GNR-LR-211	44,8	7,4	2,7	1,2	----	1,2	25,7	82,9	62,41	16,17	2,57	5,18	3,43	6,62
Ruiz Reciente	GNR-LR-193	37,8	9,7	5,2	----	0,3	0,3	8,0	61,5	66.58	13.93	2.73	3.92	2.8	6.32
Ruiz Reciente	GNR-LR-198	57,2	8,2	3,1	2,3	----	3,9	0,8	75,5	61	15.94	2.19	5.68	4.07	6.14
Ruiz Reciente	GNR-LR-209	49,7	12,0	8,2	----	----	7,3	0,3	77,5	61.12	16.08	2.44	5.68	3.83	6.49
Ruiz Reciente	GNR-LR-200	45,3	10,3	2,2	----	----	0,3	9,4	67,5	62.2	15.84	2.48	5.12	3.36	6.36
Ruiz Reciente	GNR-LR-194	52,2	8,5	4,1	3,8		1,6	0,3	70,4	61.83	16.06	2.42	5.62	3.5	6.42
Ruiz Reciente	GNR-LR-192	39,5	8,8	9,5	1,0	0,3	1,3	4,9	65,4	62.1	15.98	2.48	5.38	3.41	6.53
Ruiz Reciente	GNR-LR-204	38,6	14,1	7,8	----	----	1,3	1,6	63,3	60.75	16.05	2.16	5.68	4.27	6.09
Ruiz Reciente	GNR-LR-207	49,8	9,0	11,9	0,6	----	1,6	1,3	74,3	60.53	15.39	2.02	5.67	4.42	5.91

Las microestructuras glomeroporfiríticas están caracterizadas por aglomerados compuestos principalmente de clinopiroxeno y de clinopiroxeno + ortopiroxeno ± plagioclasa. La fase más abundante es la plagioclasa (27- 30% vol.) que tiene longitudes máximas medidas de 4 mm, es de tipo andesina (An_{35}-An_{64} determinada por EPMA). Los cristales de plagioclasa presentan zonación oscilatoria, en bandas concéntricas, uniformes, continúas a discontinuas (Ver secciones 5.2 y 5.3.3).

Adicionalmente se encontraron cuatro poblaciones de plagioclasas: una población Pl que representa los cristales limpios sin estructuras de reabsorción, la población Pl 1 que representa cristales que tienen bandas (una o más) concéntricas con textura celular fina y núcleos limpios (Figura 3-4a,b,e), la población Pl 2 que corresponde a cristales con bordes limpios y núcleo con textura celular fina (Figura 3-4 f,g), la población Pl 3 que representa cristales con bordes limpios (zonados) y núcleos con textura celular gruesa penetrativa (Figura 3-4h, i) y finalmente la población Pl 4 que representa zonas con una banda concéntrica micrométrica cercana al borde, con textura celular gruesa y núcleo limpio. Algunos cristales de plagioclasa muestras texturas de reabsorción periférica (Figura 3-4).

Los piroxenos (5-20%) se presentan como cristales euhedrales, aislados o en cumulófiros junto con cristales de plagioclasa. Se encuentran orto y clinopiroxenos, de acuerdo con su composición química obtenida en los análisis de microsonda (sección 5.3.1) corresponden a enstatita (En_{64-71} y $Wo_{2,48-2.78}$) y augita ($_{En41-47}$). Los cristales presentan zonación concéntrica y macla simple o polisintética; además, se observa comúnmente reemplazamiento por anfíboles, en los ortopiroxenos es característica la textura schiller. Las microestructuras de reabsorción típicas observadas son las zonas con textura en esponja o como reabsorción periférica causando redondeamiento de los cristales.

La oxihornblenda (6 - 17%) se observa en microfenocritales euhedrales de menos de 2 mm y como microlitos en la matriz. De acuerdo con su composición obtenida a partir de análisis de microsonda (sección 5.3.2) se clasifican como magnesiohastingsitas y tchermaquitas. Estos cristales presentan microestructuras de opacitización que generalmente se restringen a los bordes, pero que pueden ser muy penetrativas reemplazando totalmente el mineral (pseudomorfo) (Figura 3-5). Estos bordes de reacción reflejan condiciones de inestabilidad de los magmas ya sea en el momento de ascenso o durante su almacenamiento. Cabe resaltar que estos anfíboles presentan anillos de reacción (hasta 3) de espesor variable, especialmente en la unidad de Lavas de Domo.

Las muestras de la Unidad Lavas de Domo, exhiben características particulares, corresponden a andesitas holocristalinas con microfenocristales de oxi-hornblenda y

clinopiroxenos (Figura 3-5a). La microestructura principal es microporfirítica y se observa en menor proporción microestructuras cumulofíricas de anfíboles y piroxenos. La matriz es microlítica fluidal y los minerales que componen la roca son oxi-hornblenda, biotita, plagioclasa y ortopiroxenos. La plagioclasa se encuentra principalmente como microlitos en la matriz, los escasos fenocristales (2%) son sub a anhedrales con bordes de corrosión y textura celular en los bordes. Se encuentran escasos xenocristales de cuarzo (1%), anhedrales, con bordes de reacción (Tabla 3-3).

Tabla 3-3: Microestructuras de las rocas volcánicas del VNR y alrededores. N- Núcleo y B- Borde, pl- plagioclasa, qtz- cuarzo, opx- ortopiroxeno, amp- anfíbol.

Unidad	*Sección*	*Clasificación Petrográfica*	*Microestructuras*
Domo Gualí	GNR-LR-205	Andesita con dos piroxenos, oxihornblenda y olivino	Opacitización amp. Celular fina (N,B) y gruesa pl
Domo La Laguna	GNR-LR-210	Andesita con augita y oxihornblenda	Opacitización amp. Bordes corroídos pl, qtz (anhedral)
Domo Santana	GNR-LR-203	Andesita con oxihornblenda y augita	Opacitización amp. Bordes corroídos pl, qtz (anhedral)
Lavas de Piraña	GNR-LR-201	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa y celular fina (B) pl
Lavas del Cisne	GNR-LR-212	Andesita con dos piroxenos y oxihornblenda	Celular gruesa y celular fina pl (B, N). Opacitización amp
Lavas Olleta	GNR-LR-191	Andesita con hiperstena, oxihornblenda y augita	Opacitización amp. Celular fina (N,B) y gruesa pl
Lavas Ruiz Antiguo	GNR-LR-206	Andesita con augita y oxihornblenda	Opacitización amp. Celular fina (N,B) y gruesa pl
Ruiz Ancestral	GNR-LR-202	Andesita con dos piroxenos y oxihornblenda	Opacitización amp. Celular fina (N,B) y gruesa pl
Ruiz Reciente	GNR-LR-211	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa pl y amp. Opacitización amp.
Ruiz Reciente	GNR-LR-193	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa y celular fina pl (B, N)
Ruiz Reciente	GNR-LR-198	Andesita con dos piroxenos y oxihornblenda	Celular gruesa y celular fina pl (B, N). Opacitización amp
Ruiz Reciente	GNR-LR-209	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa y celular fina (N)
Ruiz Reciente	GNR-LR-200	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa
Ruiz Reciente	GNR-LR-194	Andesita con augita y oxihornblenda	Opacitización amp. Celular fina (B) y gruesa pl
Ruiz Reciente	GNR-LR-192	Andesita con augita e hiperstena	Opacitización amp. Celular fina (B) y gruesa pl
Ruiz Reciente	GNR-LR-204	Andesita con hiperstena y augita	Celular gruesa y celular fina pl (B). Zonación, celular gruesa (N) Cpx.
Ruiz Reciente	GNR-LR-207	Andesita con augita e hiperstena	Celular gruesa y celular fina pl (B). Schiller Opx. Opacitización amp.

Texturalmente las muestras que más se diferencian de las Lavas Ancestrales, Antiguas y Recientes del Ruiz son las de la Unidad de Lavas Domos debido a su bajo contenido de feno y microfenocrsitales y a su carácter holocristalino. Estas unidad contiene entre el 12 y 13 % en volumen de microfenocristales con una matriz principalmente microcristalina (44-52 % en vol.) que varía a criptocristalina (17-28% de vol.).

Figura 3-4: Microfotografías de la microestructuras de las plagioclasas. En todas las fotografías se evidencia la existencia de por lo menos dos poblaciones de cristales, con texturas celulares finas y gruesas en bordes y núcleo. La línea roja mide 1mm.

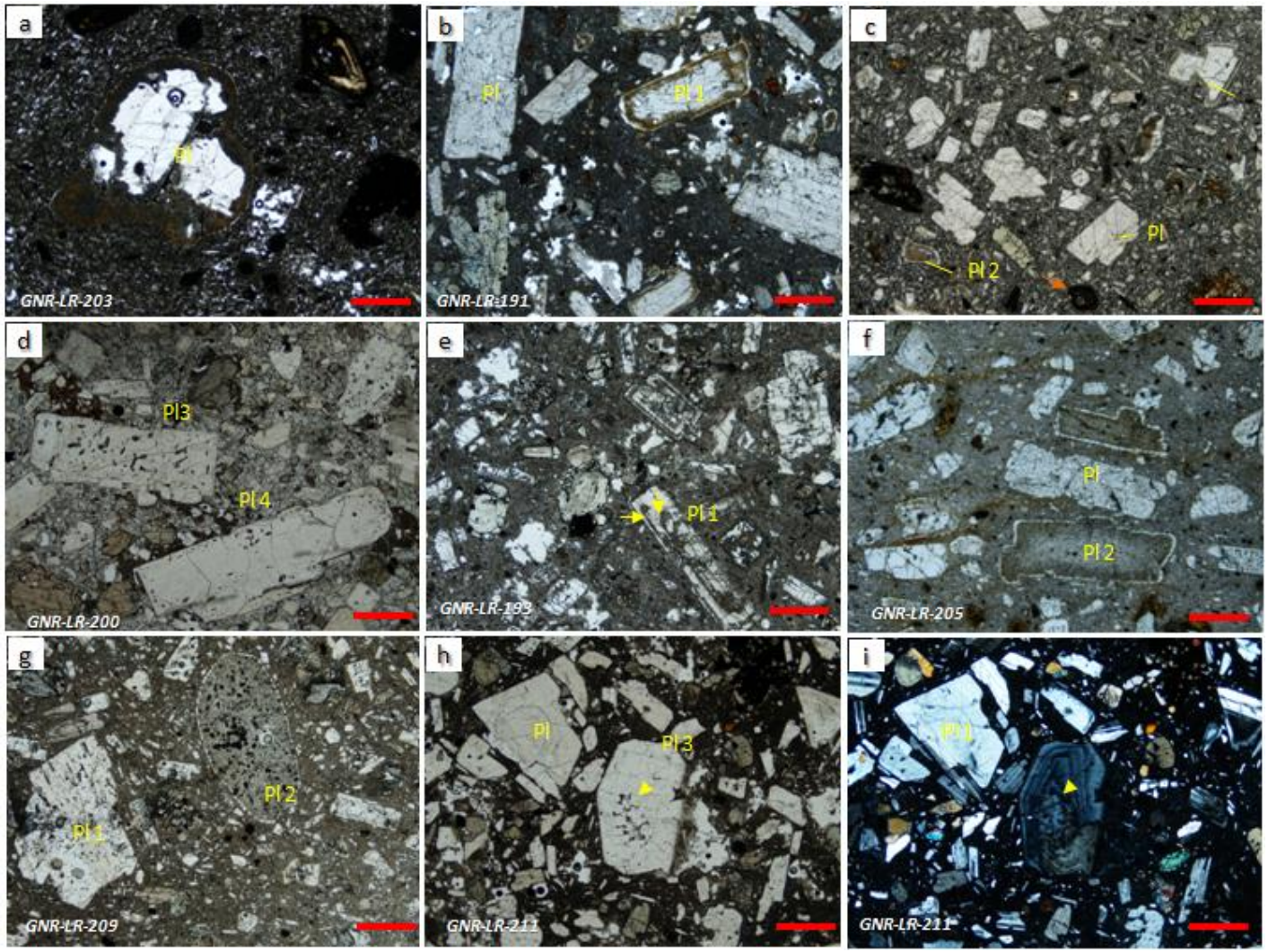
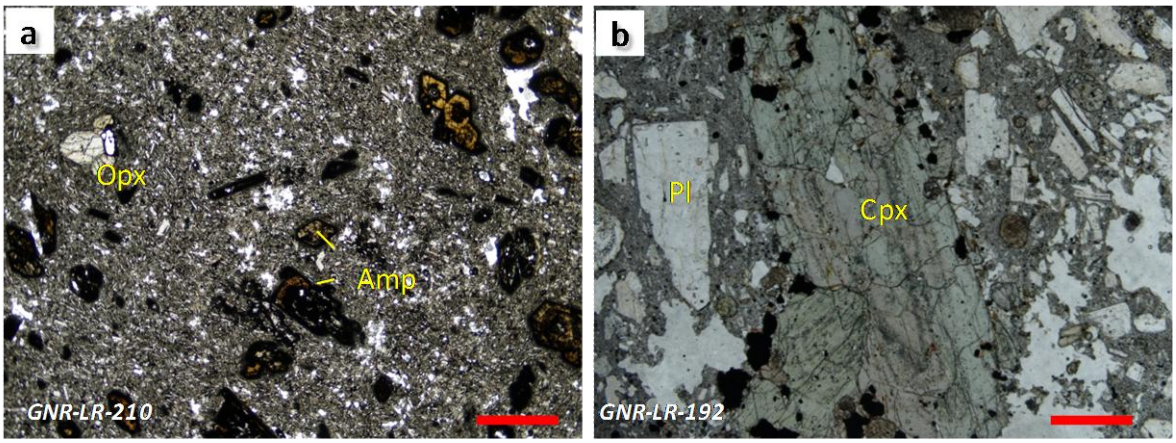


Figura 3-5: Microfotografías en luz polarizada plana de lavas del VNR. a) Lavas de Domo. Nótese la textura microporfirítica, con microfenocristales de anfíboles con bordes opacitizados. b) Cristal de clinopiroxeno con zonación concéntrica y abundantes inclusiones de ilmenita. La línea roja mide 1mm.



Las lavas del Ruiz Reciente, Domo Gualí y Lavas de los volcanes Piraña, Cisne y Olleta muestran una marcada textura porfirítica y su contenido de feno y microfenocristales varía entre 19 y 37 (% en vol.), predomina la matriz microcristalina (33-58% en vol.) y en menor proporción la matriz de tipo criptocristalino (1-36% en vol.) y vítreo (2-36% en vol.) (Tabla 3-3). La muestra de la unidad Ruiz Antiguo exhibe un carácter similar en el que predomina la matriz microcristalina (62 % en vol.) seguido de matriz criptocristalina (23 % en vol.), con un bajo contenido de feno y microfenocristales (13% en vol.)

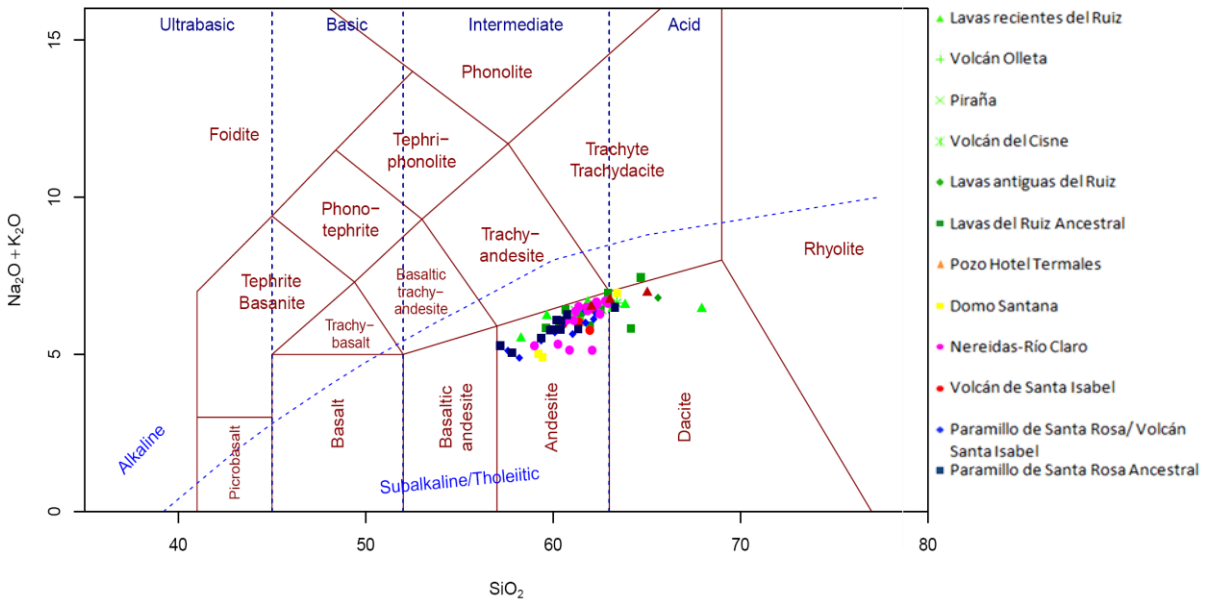
Todas las muestras analizadas petrográficamente de acuerdo con la clasificación de Le Maitre (2002), corresponden a andesitas (Tabla 3-2). Sin embargo, esta clasificación difiere ligeramente de la clasificación geoquímica donde algunas muestras caen en el campo composicional de las dacitas (muestras GNR-LR-193, GNR-EM-031, GNR-JF-027, GNR-EM-093), esto se puede explicar con el alto porcentaje de matriz criptocristalina a vítrea (13-34% en volumen) de las rocas (ver sección 4).

4. Geoquímica de los Productos Efusivos del Volcán Nevado del Ruiz

4.1 Clasificación Geoquímica

Las rocas del VNR contienen entre 54,5 y 66,6 wt% de SiO_2, contenidos de K_2O medios (entre 1,3 y 3 wt %), y un contenido de máximo de MgO 5,5 (a 59,5 wt% SiO_2). La relación FeO/MgO para estas lavas varía entre 1 – 5,3 wt% y caen en el campo composicional de las andesitas y dacitas, a excepción de la muestra GNR-EM-047 que corresponde a una traquita, según el diagrama de clasificación de Le Bas (1986) (Figura 4-1). Todas las muestras caen en el campo composicional de las rocas calcoalcalinas de medio y alto K (Figura 4-2).

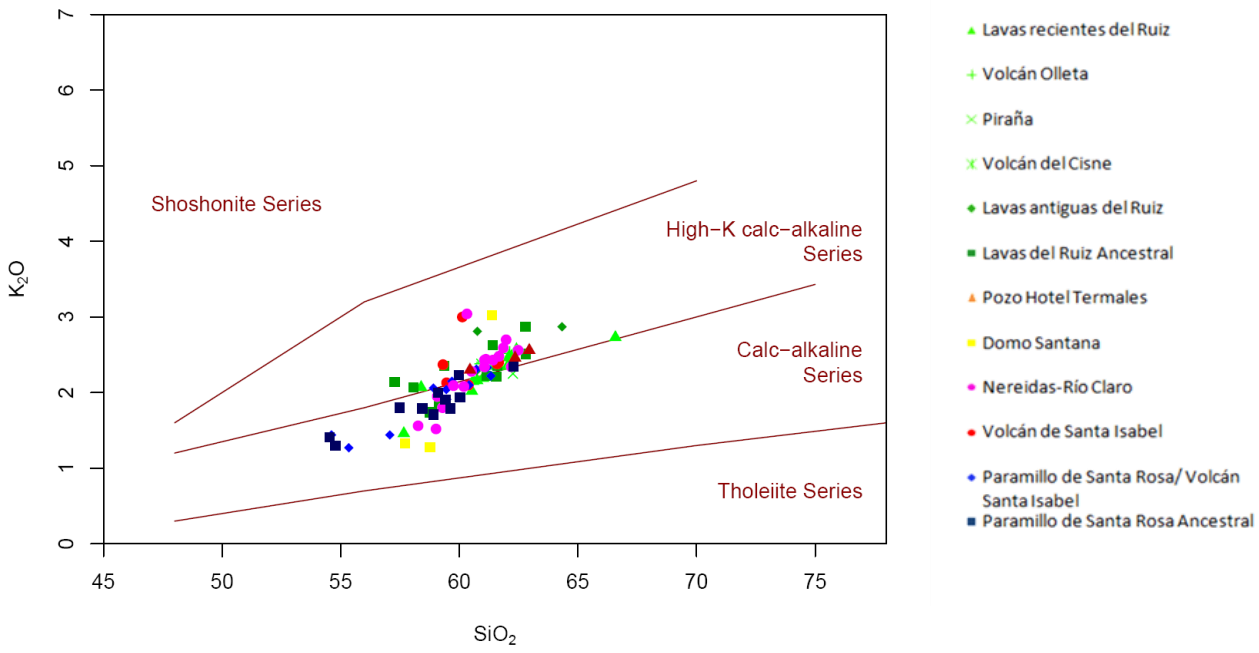
Figura 4-1: Diagrama álcalis (Na_2O+K_2O) versus sílice para las rocas volcánicas del Nevado del Ruiz y sus alrededores.



Las rocas más máficas de la secuencia volcánica pertenecen a las lavas del Paramillo de Santa Rosa (PSR) (54,5- 62,3 SiO_2 wt%), con bajos contenidos de K_2O (1,27-2,34 % wt).

El Mg# del PSR está entre 0,36 y 0,44, para las Lavas del Nevado del Ruiz oscila entre 32 y 48,9 con excepción de algunas Lavas del Ruiz Ancestral que se encuentran entre 16-27,3.

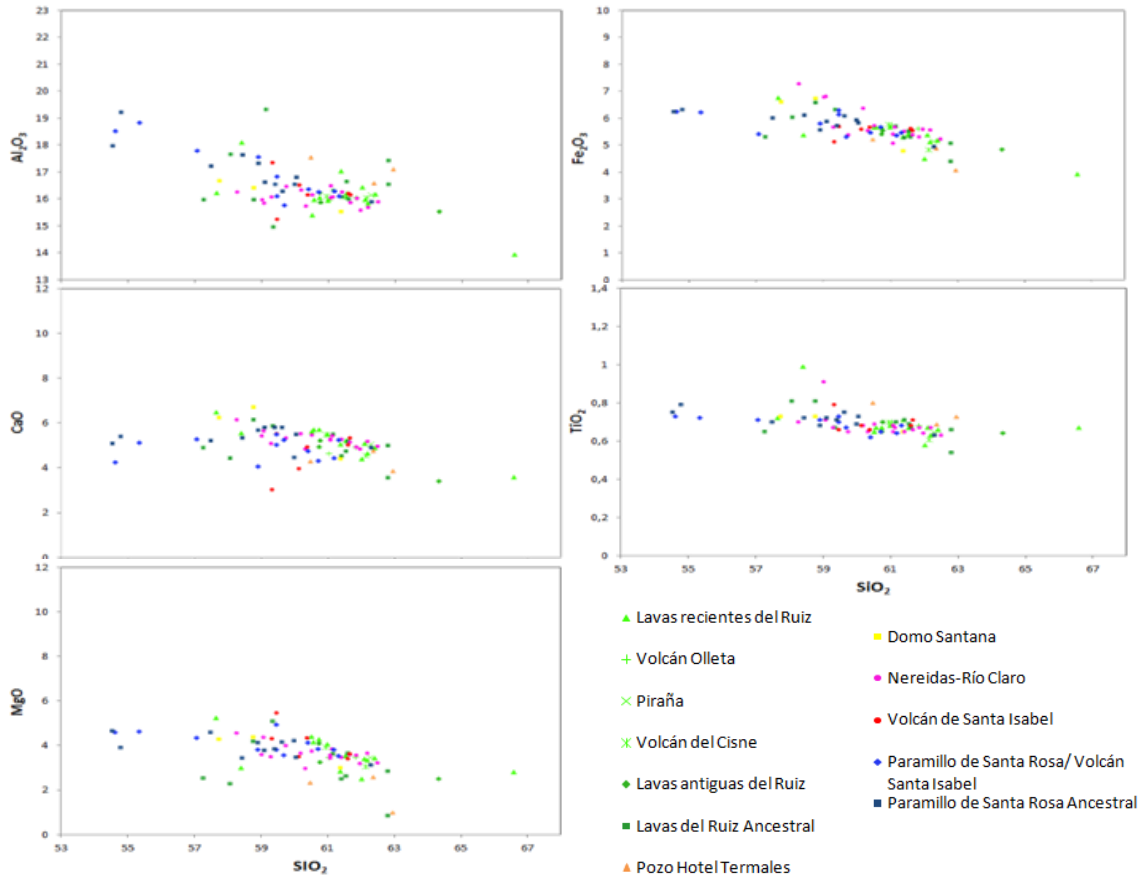
Figura 4-2: Diagrama de SiO_2 versus K_2O para las rocas volcánicas del Nevado del Ruiz y sus alrededores. (Diagrama según Peccerillo y Taylor, 1976)



4.2 Variación de los Elementos Mayores

Los diagramas tipo Harker para los elementos mayores y traza (Figura 4-3 y Figura 4-4), muestran que las rocas del VNR y alrededores se correlacionan linealmente sugiriendo que pertenecen a una misma suite magmática. Muestran un enriquecimiento en Na_2O y K_2O a medida que aumenta el contenido de SiO_2 y un decrecimiento en el contenido de CaO, MgO, Fe_2O_3 y TiO_2 con el incremento de SiO_2. Este comportamiento puede ser explicado por un proceso de cristalización fraccionada normal. También se observa un hiato composicional en las muestras entre 63-67 wt%, el cual puede ser explicado por una ausencia en el muestreo de las unidades más félsicas de la secuencia volcánica.

Figura 4-3: Diagrama de Variación para Al_2O_3, CaO, MgO y Fe_2O_3 versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa.



La gráfica de Zr (ppm) versus SiO_2 (wt%) (Figura 4-5) muestra una tendencia diferente entre las lavas del Paramillo de Santa Rosa (PSR) (círculo azul), con respecto a las del VNR y alrededores (círculo rojo). Las Lavas del Paramillo de Santa Rosa presenta una tendencia negativa, es decir que disminuye el contenido de Zr a medida que evoluciona el sistema, esto ocurre como resultado del fraccionamiento del circón como fase accesoria, por el contrario la correlación positiva de las lavas del VNR y alrededores pueden indicar cierto grado de contaminación cortical.

De igual forma el diagrama Ba versus SiO_2 (Figura 4-6) muestra dos tendencias entre los dos sistemas, la tendencia del PRS es negativa indicando decrecimiento del contenido de Ba a medida que evoluciona el sistema resultado de la cristalización del la hornblenda porque sustituye el potasio su estructura cristalina y de otras fases accesorias como la biotita, la tendencia del VNR es positiva indicando que no se presentaron procesos de

sustitución en estas rocas. Por el contrario, el diagrama de Rb Vs. SiO_2 muestra una correlación positiva en todas las muestras lo que sugiere un proceso de sustitución del potasio en la hornblenda.

Figura 4-4: Diagrama de Variación para Na_2O y K_2O versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa.

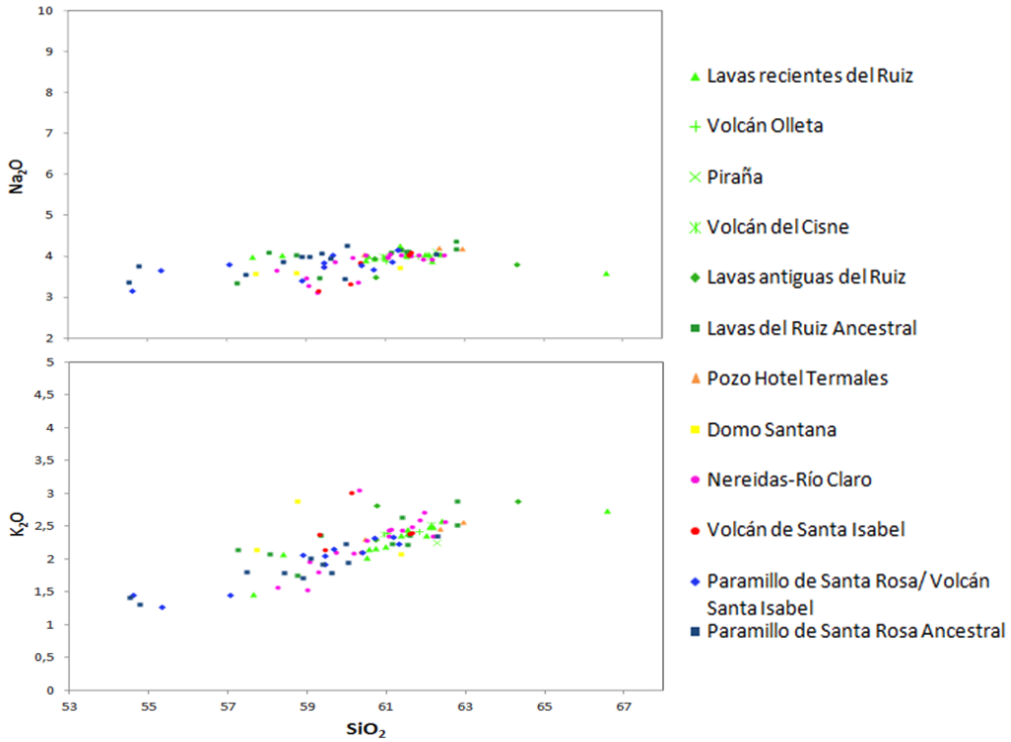


Figura 4-5: Diagrama de Variación para Zr versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese las dos tendencias marcadas. La elipse azul señala la tendencia seguida por las lavas del Paramillo de Santa Ros, mientras la elipse roja indica la del VNR y alrededores.

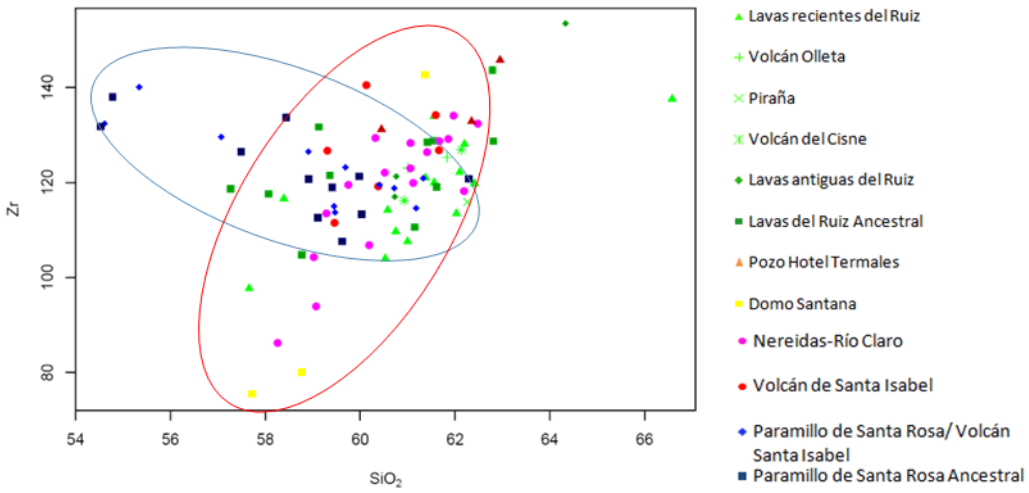


Figura 4-6: Diagrama de Variación del Ba versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese las dos tendencias marcadas. El círculo azul señala la tendencia seguida por las lavas del Paramillo de Santa Rosa, el círculo rojo indica la del VNR y alrededores.

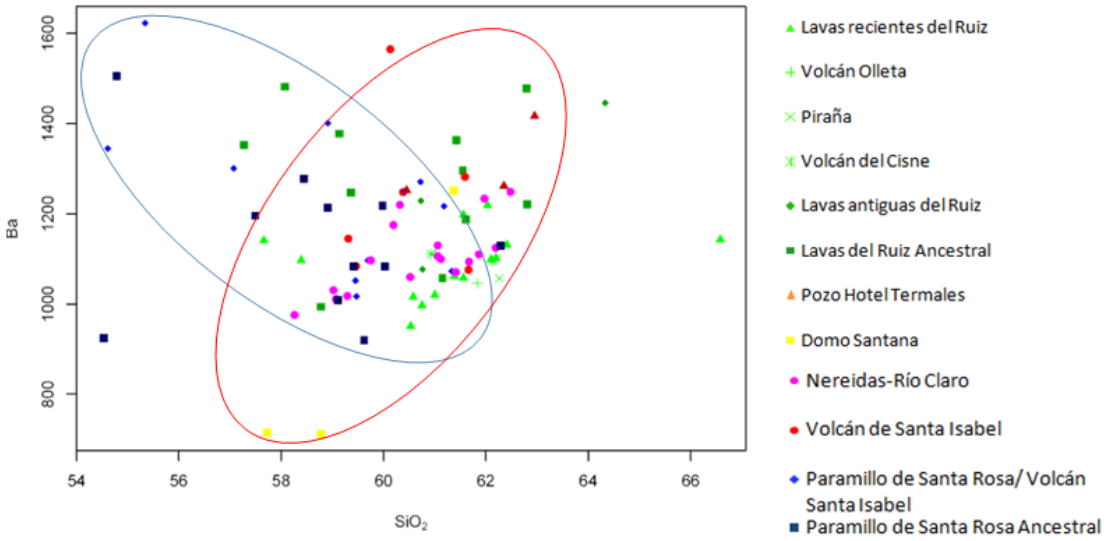
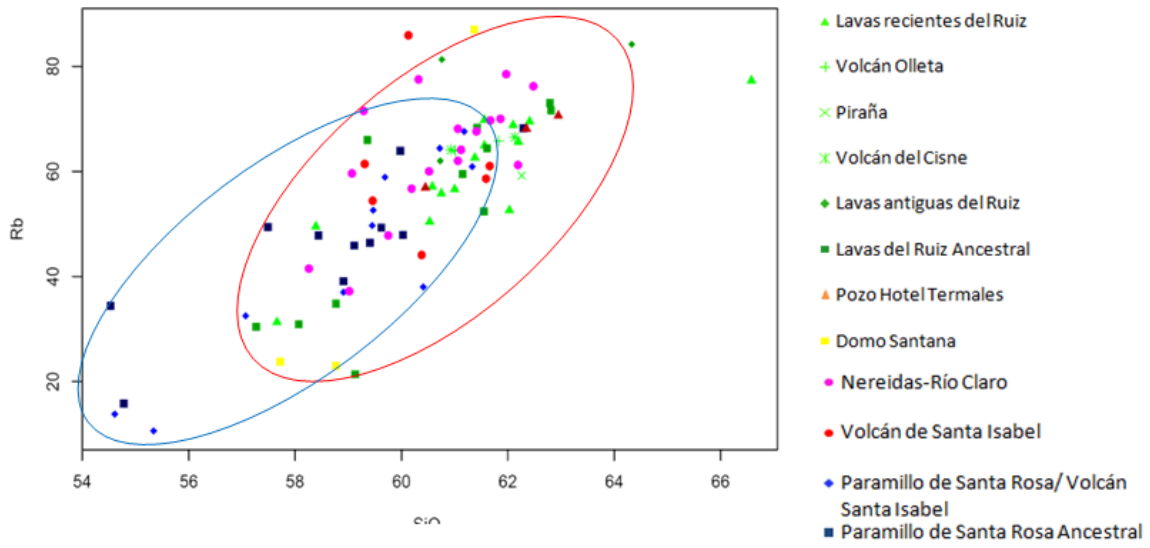


Figura 4-7: Diagrama de Variación para Rb versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia.



4.3 Variación de los Elementos Menores y Tierras Raras

Los diagramas multielementales normalizados son basados en el agrupamiento de los elementos incompatibles con respecto a una mineralogía típica, ya sea del manto o la composición de los rocas más primitivas (condritos), para eliminar el efecto "***oddo harkins***" de los elementos, lo que permite observar cualquier fraccionamiento de las REE con respecto a la fuente relativa y medir la desviación de una composición primitiva (Rollinson, 1993).

Para las rocas ígneas son suficientes dos diagramas multielementales: uno que compare la química de la roca con una fuente del manto y otro que compara la química de la muestra con la roca volcánica más abundante- MORB. En este trabajo los diagramas son normalizados con respecto a la composición del manto primitivo de acuerdo a las composiciones de Sun y McDonough (1989) y a la composición media de la condrita Boynton (1984).

Las firmas geoquímicas de las rocas del VNR y de los volcanes Cisne, Santa Isabel y Paramillo de Santa Rosa se superponen, esto se puede observar en los diagramas de elementos incompatibles normalizados con respecto al manto primitivo y a la condrita (Figura 4-8,Figura 4-9,Figura 4-10,Figura 4-11), lo que sugiere una similaridad petrogenética en estos magmas. Los diagramas muestran enriquecimiento en los elementos incompatibles litófilos de ión grande (LILE) y en los elementos de Tierras raras liviana (LREE) así como bajas concentraciones de los elementos de tierras raras pesadas (HREE). En las Figura 4-8 se observa enriquecimiento en Cs, Ba, U, K, Sr y Nd y un fuerte empobrecimiento en Rb, Nb, P y Ti. El Pb presenta un comportamiento bimodal mostrando enriquecimiento en algunas lavas y empobrecimiento en otras, este comportamiento, aunque no es totalmente entendido, puede indicar la presencia de contaminación de la cuña sedimentaria en la generación de los magmas, sin embargo, para determinar algo de esta naturaleza se requieren estudios isotópicos complementarios.

El empobrecimiento en Rb es explicado debido a que entra como sustitución del potasio en la hornblenda. En el caso del Ti, su empobrecimiento se produce por fraccionamiento de óxidos de Fe y Ti y en algunas muestras por el fraccionamiento de anfíboles.

Figura 4-8: Diagrama multielemental normalizado con respecto a los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para rocas del VNR.

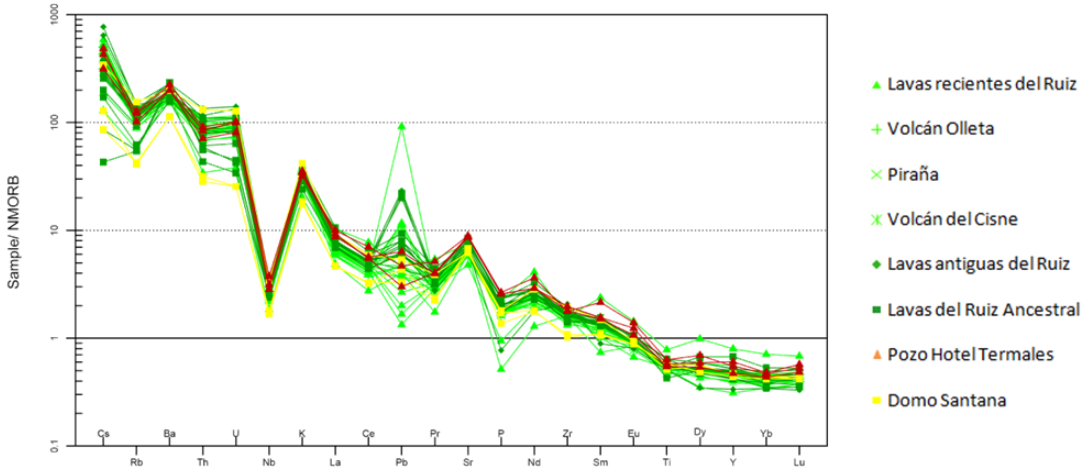
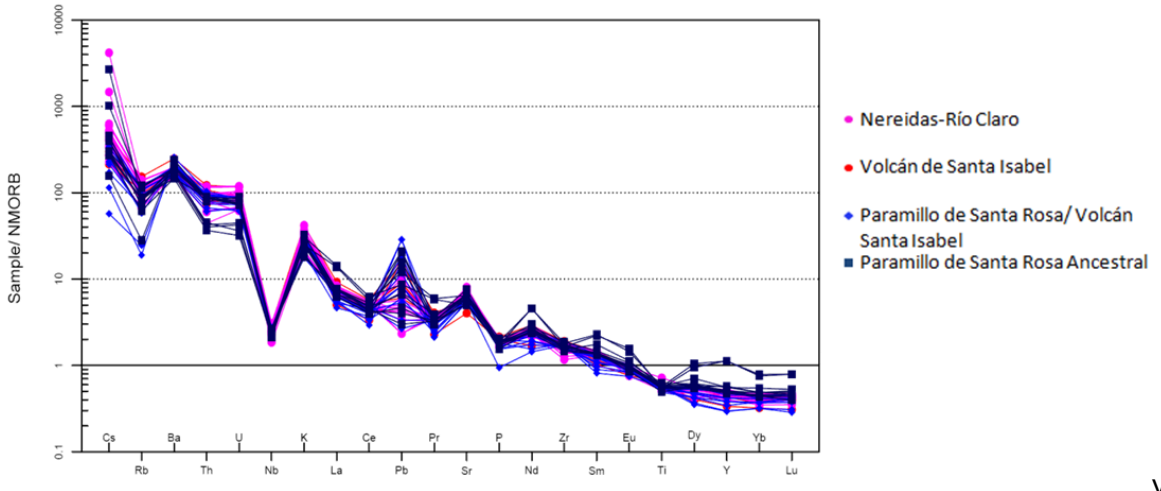


Figura 4-9: Diagrama multielemental normalizado con respecto a los valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para rocas del Paramillo de Santa Rosa y Volcán Nevado de Santa Isabel.



y

Los patrones de REE de una roca ígnea dependen de la química de REE de su fuente y del equilibrio cristales- fundido durante su evolución (Rollinson, 1993). Por esta razón, La presencia de anomalías refleja la presencia de las distintas fases cristalinas en la fuente y evidencia los procesos de cristalización a lo largo de la evolución magmática.

Los patrones de REE normalizados con respecto a la condrita, para las rocas del VNR y alrededores tienen una forma cóncava, plana en los HREE y una pequeña anomalía negativa en Eu (Figura 4-10 y Figura 4-11).

Figura 4-10: Diagrama de REE normalizado con respecto a la composición de la condrita según Boynton (1984), para las lavas del VNR.

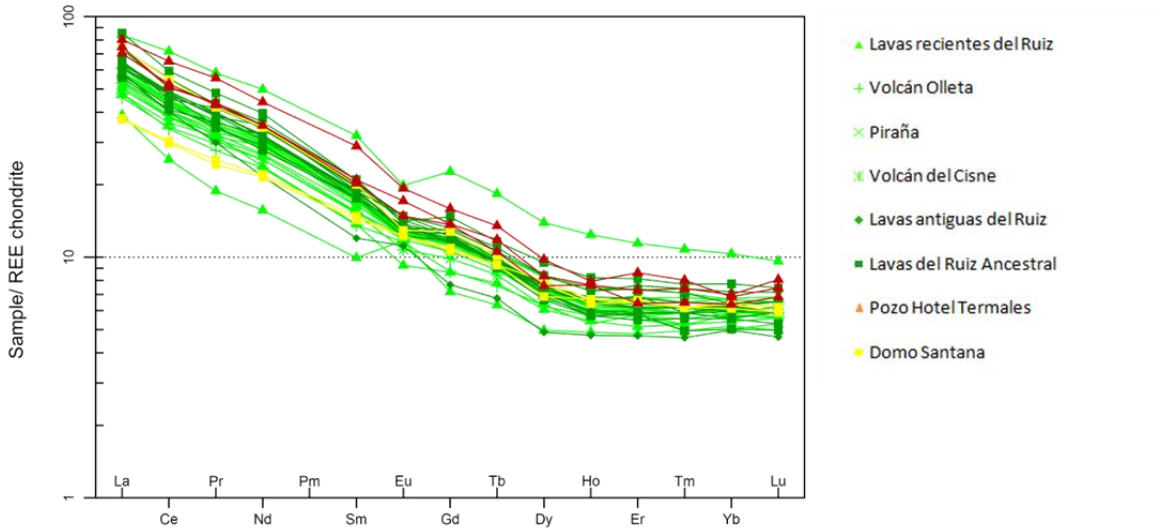
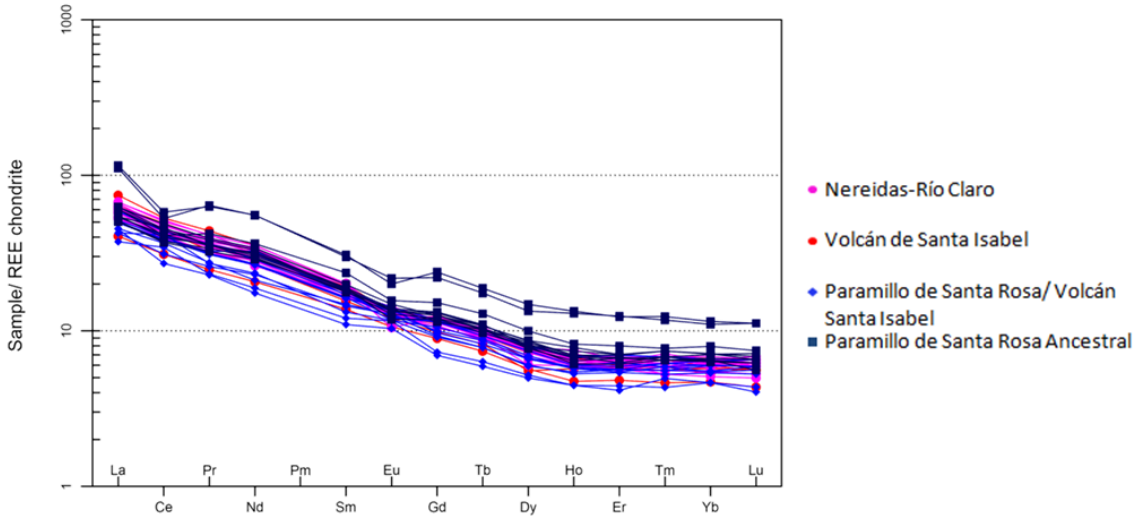


Figura 4-11: Diagrama de REE normalizado con respecto a la composición de la condrita según Boynton (1984), para las lavas del Paramillo de Santa Rosa y el Volcán Nevado de Santa Isabel.



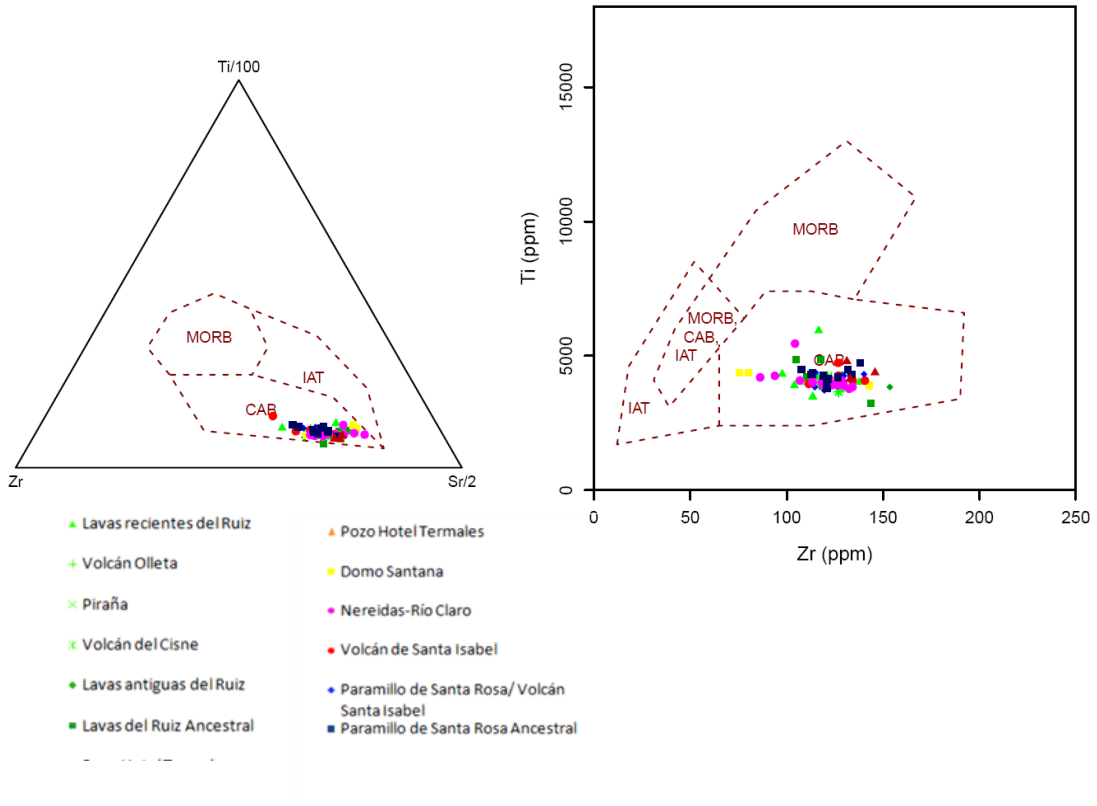
El patrón de enriquecimiento de las LREE mostrado por las lavas del VRN y alrededores es típico de ambientes de arco magmático continental, al igual que el bajo valor de HREE es típico de suites calcoalcalinas. La anomalía de Eu señala que hubo fraccionamiento de la plagioclasa cuando los magmas estaban en equilibro con la fuente del manto o también pueden sugerir retención de plagioclasa en la fuente. Algunas muestras del Ruiz

Ancestral muestran anomalías positivas de Eu, este perfil es típico de magmas hidratados de arcos magmáticos en los cuales el fraccionamiento de plagioclasa es eliminado por el alto contenido de H_2O, causando solo pequeñas anomalías de Eu. Por otra parte, la forma de los patrones con muy baja pendiente en los HREE se puede deber a que el clinopiroxeno se fraccionan preferencialmente en los MREE y HREE

4.4 Implicaciones Genéticas

De acuerdo con el diagrama de discriminación tectónica de Pearce y Cann (1973), que relaciona los contenidos de Ti, Zr y Sr se tiene que estas rocas pertenecen típicamente a magmas calcoalcalinos de arcos volcánicos.

Figura 4-12: Diagramas de discriminación geotectónica de acuerdo a Pearce and Cann (1973). MORB- Mid Ocean Ridge Basalts, IAT- Island Arc tholeitic, CAB- Calco Alcaline Basalts.

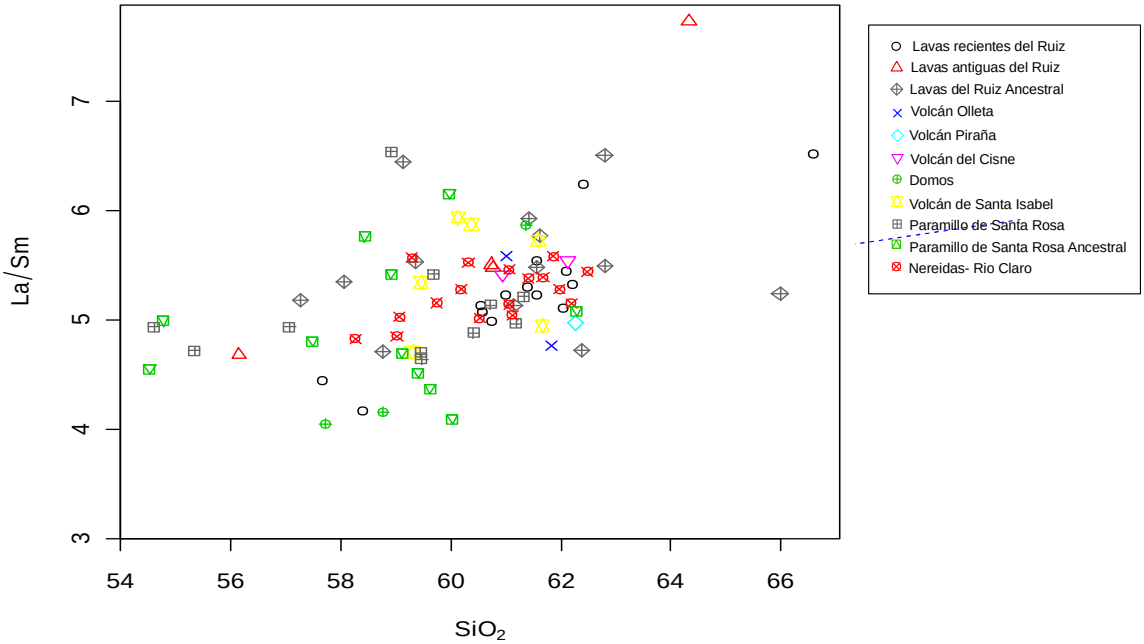


Los elementos incompatibles responden sensiblemente a los procesos de fusión parcial. Estos elementos también pueden variar durante la cristalización fraccionada, aunque los efectos más fuertes ocurren en los procesos de asimilación y cristalización fraccionada –

AFC y permiten la identificación de las características de la fuente ígnea (Rollinson, 1993).

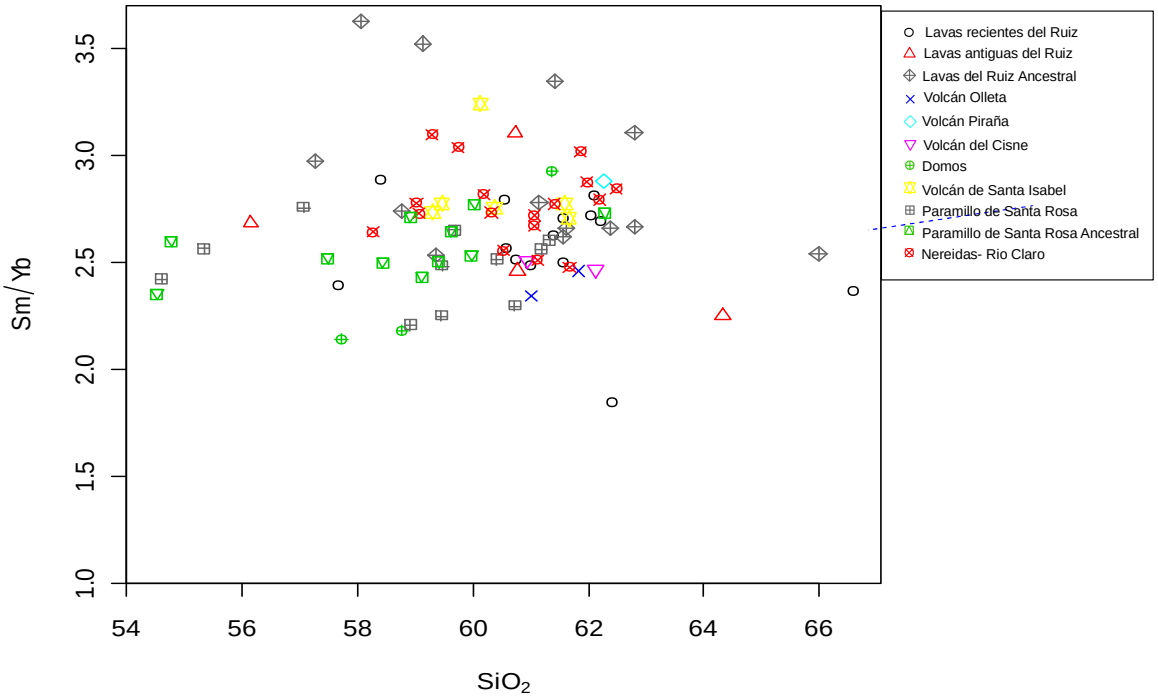
La relación de La/Sm (LREE/MREE) y Sm/Yb (MREE/HREE) versus el contenido de SiO2, sirve como medida del enriquecimiento de LREE y disminución de HREE. La relación La/Sm incrementa de 4 a 6,5 y la relación Sm/Y varía de 2 a 3,2. Aunque estas tendencias muestran cierta dispersión se observa un incremento de la relación LREE/HREE lo que sugiere que proviene de un proceso de fraccionamiento normal de los magma.

Figura 4-13: Diagrama de Variación para la relación La/Sm versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia positiva.



Kay *et al.* (1991) y Haschke *et al.* (2002)ofrecen una calibración de la relación La/Yb, estos autores establecen que las andesitas basálticas y andesitas con relación La/Yb ≥ 50 fueron generada en una corteza de ≥50 km de espesor con la presencia de granate, mientras que magmas con relación ≤20 fueron generados en profundidades ≤ 40 km en ausencia de granate. Dado que las andesitas del VRN se encuentran en un rango de La/Yb entre 9 – 23 se puede sugerir que la profundidad de generación de estos magmas es menor a 40 km, en la base de la corteza siálica, espesor estimado (Case, 1978) de 35 km.

Figura 4-14: Diagrama de Variación para la relación Sm/Yb versus SiO_2 para rocas del Volcán Nevado del Ruiz, Santa Isabel, Cisne y Paramillo de Santa Rosa. Obsérvese que las muestras presentan una única tendencia positiva.



Recientemente se han publicado algunos estudios que reportan la firma adaquítica de los las vulcanitas en algunos sectores de la región andina (Borrero *et al.*, 2009; Toro *et al.*, 2008). Estos magmas se forman por la fusión de la placa oceánica subducida (fusión de corteza oceánica eclogítica basáltica), lo que causa altas relaciones Sr/Y y La/Yb, bajo Yb y fraccionamiento de las relaciones Zr/Sm y Nb/Ta a contenidos de SiO_2 relativamente altos (≥56 wt%), comparados con los magmas de arco normales que son formados por la fusión de la cuña del manto astenosférica hidratada.

Shimoda (2009) propone tres criterios para diferenciar las adaquitas:

- ✓ Concentraciones de Y menores a 20 ppm
- ✓ Relación Sr/Y más alta que 25 o relación La/Yb mayor a 10
- ✓ Concentraciones de Nb menor a 10 ppm

Las muestras del VNR y alrededores cumplen estas condiciones ya que su contenido de Y oscila entre 8,2 y 18,9 ppm, la relación Sr/Y está entre 30,4 y 67,5 (Figura 4-16 y Figura 4-17), la de La/Yb entre 10,6 y 22, 7 (Figura 4-15) y el contenido de Nb oscila entre 3,9 y 8,2 ppm. Con excepción de 5 muestras la GNR-JF-090 que se descartó debido a su alto contenido de Y, las muestras GNR-LR-035 y GNR-LR-160 por su alto

contenido de Y y su alta relación Sr/Y. Las muestras GNR-LR-203 y GNR-LR-210 presentan una baja relación de La/Yb cercana a 8.

Figura 4-15. Diagrama (La/Yb)N vs. YbN para discriminar entre una composición adaquítica (campo gris) y una composición calcoalcalina normal. Las rocas del VNR y alrededores (círculos azules) caen en el campo composicional de la adaquitas (Martin, 1999).

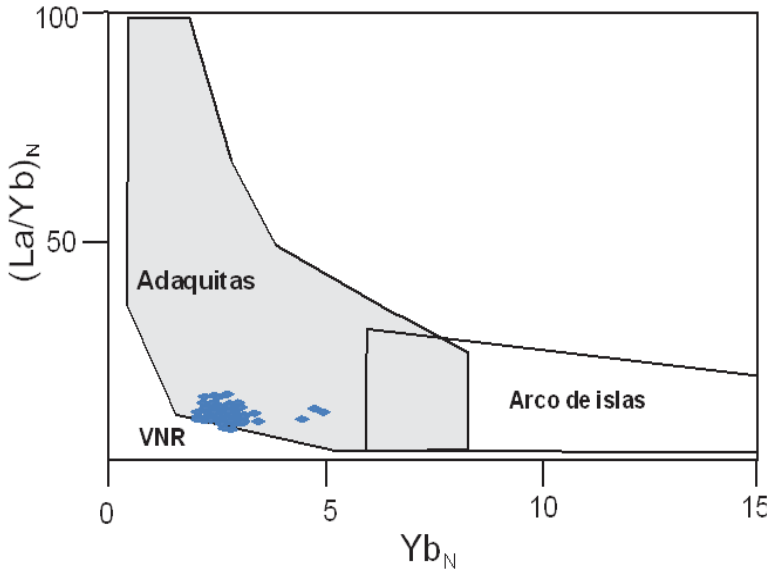
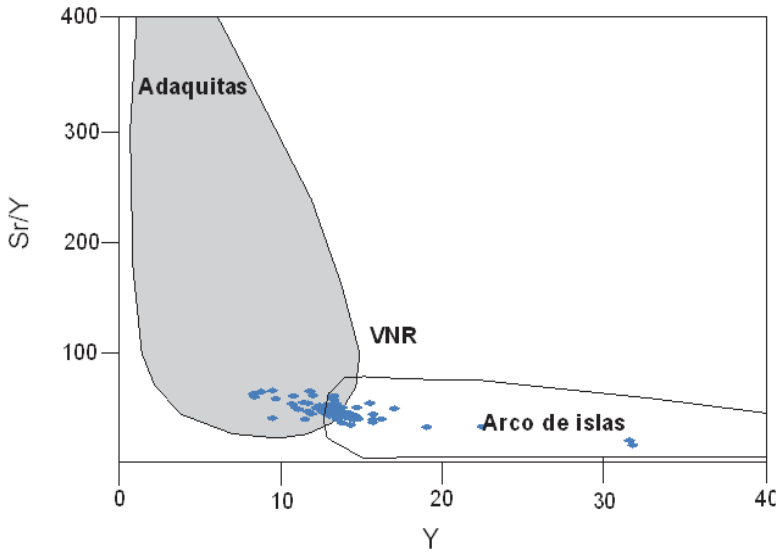
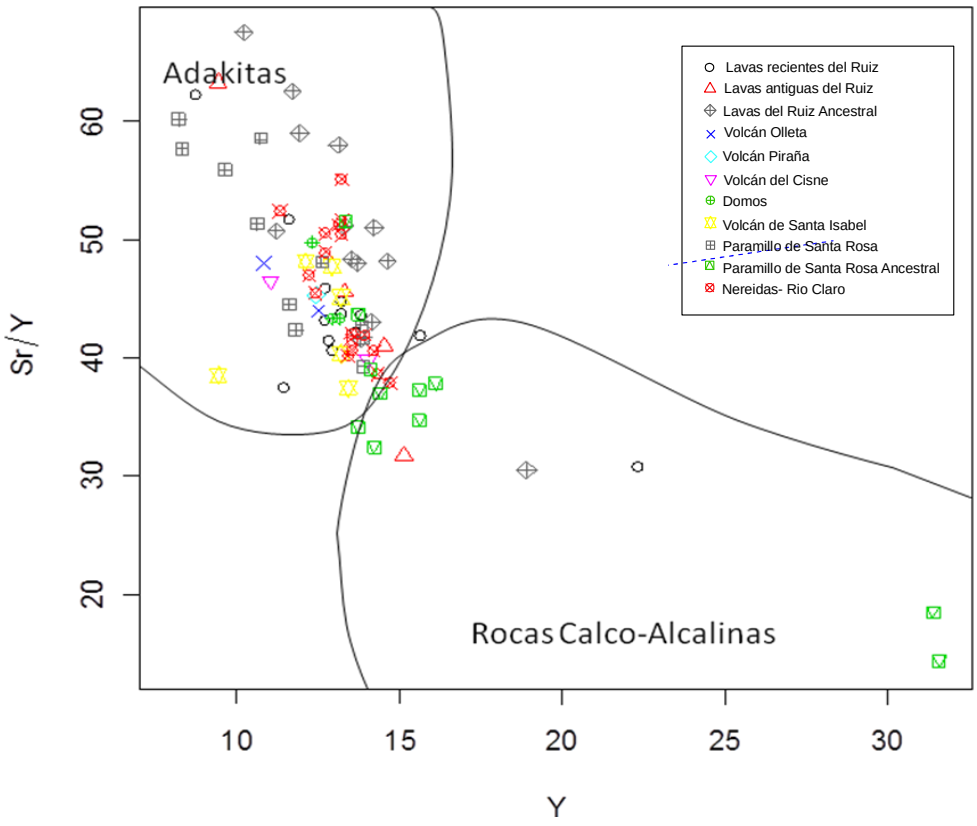


Figura 4-16: Diagrama Sr/Y vs. Y, el campo gris señala la composición de rocas adaquíticas, el campo blanco la composición típica de arco de islas. Las rocas del VNR y alrededores (círculos azules) caen en el campo composicional de la adaquitas (Drummond and Defant 1990). La línea roja señala los límites para los mismos campos propuestos por Shimoda (2009), (Modificado de Martín, 1999).



La Figura 4-17 grafica la relación Sr/Y en función del contenido de Y, de acuerdo a la distinción propuesta por Drummon and Defant (1990), la mayoría de las rocas del Nevado del Ruiz caen el campo de las adaquitas por su alta relación Sr/Y entre 30 y 70. Otras características que confirman la firma adaquítica de estas lavas es el alto contenido de Sr (mayor a 300 ppm) y la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ baja entre 0.7041 y 0.7042 reportada por Jaramillo (1980).

Figura 4-17: Diagrama Sr/Y versus Y, para discriminar entre adaquitas y rocas calcoalcalinas normales (campos tomados de Drummond and Defant, 1990), para las muestras del VNR y alrededores. Se observa que casi todas las muestras caen en el rango de adaquitas, señalando una alta relación Sr/Y.



Sin embargo, es posible que los magmas que preservan la firma de los elementos traza de su fuente por fusión de la placa subducida puedan atravesar no solo la cuña del

manto y también 40 km de corteza continental félsica sin modificaciones significativas. De acuerdo con la discusión hecha por Richards *et al.* (2006), la firma adaquítica puede ser impartida a un magma de arco normal por fraccionamiento de silicatos ferromagnesianos y/o por interacción con la espesa corteza continental, en el cual pueden estar presentes en profundidad anfibolita o eclogita.